



Étude de la variabilité et la tendance de l’ozone stratosphérique au-dessus des tropiques et subtropiques sud

Mohamed Tohir Abdoulwahab

► To cite this version:

Mohamed Tohir Abdoulwahab. Étude de la variabilité et la tendance de l’ozone stratosphérique au-dessus des tropiques et subtropiques sud. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université de la Réunion, 2016. Français. NNT : 2016LARE0012 . tel-01391455

HAL Id: tel-01391455

<https://theses.hal.science/tel-01391455>

Submitted on 3 Nov 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L’archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d’enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

Discipline : **PHYSIQUE DE L'ATMOSPHERE**

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

Présentée par : **ABDOULWAHAB Mohamed Tohir**

**Analyse de la Variabilité et la Tendance de l'Ozone
Stratosphérique au-dessus des Tropiques et Subtropiques sud**

Soutenue le : 24 août 2016 devant le jury composé de :

M. Alain SARKISSIAN	Rapporteur
M. Alain HAUCHECORNE	Rapporteur
Mme Andrea PAZMINO	Examinatrice
M. Laaziz EL AMRAOUI	Examineur
M. Thierry PORTAFAIX	Examineur
M. Hassan BENCHERIF	Directeur de thèse
M. Sivakumar VENKATARAMAN	co-Directeur de thèse



THÈSE

Discipline : **PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE**

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

Présentée par : **ABDOULWAHAB Mohamed Tohir**

**Analyse de la Variabilité et la Tendance de l'Ozone
Stratosphérique au-dessus des Tropiques et Subtropiques sud**

Soutenue le : 24 août 2016 devant le jury composé de :

M. Alain SARKISSIAN	Rapporteur
M. Alain HAUCHECORNE	Rapporteur
Mme Andrea PAZMINO	Examinatrice
M. Laaziz EL AMRAOUI	Examineur
M. Thierry PORTAFAIX	Examineur
M. Hassan BENCHERIF	Directeur de thèse
M. Sivakumar VENKATARAMAN	co-Directeur de thèse

Remerciements

Gloire au seigneur de m'avoir illuminé l'esprit et guidé sur le chemin du savoir jusqu'à ce que j'arrive au sommet de mon cursus universitaire. Il y'a 3 ans c'était un rêve, hier c'était encore mon combat, aujourd'hui c'est une histoire. Une histoire qui a commencé un bon jour, quand j'ai été notifié par un message électronique l'ouverture d'une formation en M2 de Télédétection et Risque Naturel (TRN) à l'Université de la Réunion. Je me demandais si vraiment je répondais au profil demandé. Les armes que je possédais sont : un DEA en physique de suspension, une expérience professionnelle de 5 mois de stage à l'ANACM (Agence National de l'Aviation Civil et de la Météorologie) aux Comores et 15 mois de recherche passé au DyACO (Dynamique de l'Atmosphère, Climat et Océan) à travailler sur « l'analyse de la variabilité climatique saisonnière dans le canal de Mozambique et son influence sur la pluviométrie aux Comores ». C'était un sujet de thèse. Oui, mon sujet de thèse que j'avais commencé à l'université d'Antananarivo et que j'étais astreint d'abandonner par faute des moyens nécessaires. Voilà pourquoi, reprendre mes études et refaire une thèse demeuraient le rêve le plus fantastique de toute ma vie. Poussé par cette envie et la détermination de reprendre mes études, j'ai postulé pour la TRN, heureusement j'ai été retenu !!! C'était la fin d'une longue période de stress et le début d'une série d'opportunités qui m'ont permis d'ouvrir une nouvelle page de mon histoire. Celle d'une thèse à l'Université de la Réunion. Ces opportunités n'auraient jamais pu se présenter en moi sans les efforts et collaborations des personnages et institutions dont j'aimerai présenter sincèrement mes profondes gratitude. A commencer par mon directeur de thèse, le professeur Hassan Bencherif, qui a cru en moi et m'a soutenu avant même mes premières jours à l'Université de la Réunion. Il n'a ménagé aucun effort pour trouver les voies et moyens afin que je puisse réaliser cette thèse dans les meilleures conditions possibles. Il est absolument difficile de résumer notre collaboration tellement enrichissante, agréable et gratifiante. Car en dehors de notre relation professionnelle, mon directeur de thèse est aussi mon confident, un frère et le meilleur de tous mes pères.

Il m'a toujours fait confiance, il me recadrait quand il le fallait tout en me laissant l'autonomie de faire les choses à ma façon et de gagner confiance à moi-même. Il m'a permis de porter le flambeau de ce projet pendant 3 ans à travers différentes assises, ateliers et conférences internationaux où j'ai eu l'opportunité d'interagir avec un grand nombre des chercheurs internationaux. Merci de m'avoir permis de découvrir comment faire la recherche autrement. Les différentes mobilités que j'ai pu effectuer ont été les expériences les plus enrichissantes que j'ai jamais connues. Ce passage me fait rappeler ma première mobilité ; celle de l'Afrique du sud. Ce fut pour moi une expérience jamais égalée, du point de vue personnel que professionnel. Pour la première fois j'ai découvert le monde anglophone et un personnage extraordinaire. Il s'agit de mon co-directeur de thèse le Professeur Sivakumar Venkataraman que je profite dans ce passage pour lui présenter mes sincères reconnaissances. Tu es un homme ouvert d'esprit qui incarne le modèle le plus parfait d'un co-directeur. Malgré tes multiples préoccupations, tu as toujours pu donner un temps pour examiner, orienter et diriger le travail. Tu t'es beaucoup investi pour que chacune de mes mobilités en Afrique du sud soit rentable et que mes séjours se fassent dans des meilleures conditions. Un grand merci aussi à Monsieur Thierry Portafaix, pour ton aide très précieux, tes corrections, tes analyses fines et critiques de notre travail et ta grande disponibilité. Nos petites réunions souvent improvisées furent à chaque fois très fructueuse et enrichissante et m'ont permis d'avancer et de développer ma capacité à bien mener mes travaux de recherche.

Ma sincère gratitude s'adresse également à monsieur Alain Sarkissian et monsieur Alain Hauchercône d'avoir accepté de rapporter cette thèse. Merci également à madame Andrea

Pazmiño et monsieur Laaziz El-Amraoui pour l'intérêt particulier que vous avez manifesté sur mes travaux de recherche et d'avoir aussi accepté d'examiner ce présent manuscrit.

Mes sincères remerciements s'adressent également à l'Université de la Réunion pour l'ensemble des formations et opportunités que j'ai pu avoir à travers l'Ecole Doctorale Sciences et Techniques Santé. Je remercie également à la direction du LACy de m'avoir accueilli au sein du laboratoire et aux personnes avec qui j'ai partagé des moments très agréables à l'instar de Nelson Bègue et mes collègues de bureau Hélène et Jonathan. Une spéciale dédicace à l'équipe stratosphère dans laquelle j'ai intégrée et interagie avec des personnes très sympathiques avec lesquelles nous avons partagé plus que de la science dure. Nos petits moments conviviaux sont gravés dans ma mémoire et ont marqués mes 3 années passées ensemble avec vous. Je ne peux que vous dire merci.

Mes profonds gratitude vont également à l'Université de KwaZulu Natal en Afrique du sud, de m'avoir accueilli, formé et permis de faire cette thèse en codirection dans des meilleures conditions. Mes séjours de recherche en Afrique du sud m'ont beaucoup appris et influencé positivement sur la façon de voir les choses et orienter mes pensées personnelles et professionnelles.

Je présente mes sincères gratitude aux différents programmes de soutien financier que j'ai pu avoir, me permettant de réaliser avec plus de facilité, tous mes déplacements et séjours en dehors de mon pays d'origine. Dans ce passage je fais référence aux financements que j'ai eus de la part de l'AUF à travers le projet RAMI et d'autres programmes que j'ai pu bénéficier durant mon Master et dans le premier semestre de ma thèse. Je remercie également au programme ARSAIO financé conjointement par la NRF sud-africaine et la CNRS française. J'ai pu bénéficier à travers ce programme un soutien financier ayant permis de faciliter mes séjours et conférences en Afrique du sud.

Je remercie également à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce projet

Mes remerciements vont aussi à ma mère, mes frères et sœurs qui ont souffert de mon absence mais heureux de me voir chaque fois repartir dans l'espoir de me revoir un jour y retourner avec un meilleur lendemain. Une pensée s'adresse tout particulièrement à ma femme Hadidja pour m'avoir soutenu et supporté mes absences perpétuelles de longue durée. Il est difficile d'imaginer la souffrance qu'elle a endossée d'avoir supporté à mon absence la grossesse de notre petite fille Moindziwa. Ce petit ange fut le cadeau le plus précieux que je n'ai jamais eu de toute ma vie. Elle est mignonne, elle est magique, elle me procure un bonheur indescriptible et elle a donné un autre sens à ma vie : celui d'un père.

« Clamer que le chemin est long ne raccourcit pas ; le raccourcir c'est faire un pas en avant »

Hier c'était mon combat, aujourd'hui c'est un mérite et la vie continue...

Saint-Denis le 24 août 2016

RESUME

L’ozone joue un rôle primordial sur l’équilibre photochimique de l’atmosphère et participe au processus d’équilibrage radiatif entre les deux hémisphères (Mecke, 1931). Dans la troposphère, l’ozone détermine la capacité oxydante de la majorité des gaz et absorbe continuellement dans la stratosphère les radiations ultraviolettes nocives (McMicheal et al., 2003). D’où l’intérêt de surveiller la variation de la couche d’ozone de façon régulière. Il a été constaté au début des années 80, une diminution inquiétante et progressive de la colonne totale de l’ozone dûe aux émissions anthropiques des substances riches en chlore, brome et fluore. Ce constat a conduit au Protocole de Montréal en 1987 dont l’objectif est de mettre en place une politique internationale visant à réduire les émissions des substances appauvrissant l’ozone. Dix ans après la signature du dit Protocole, la concentration de ces substances commence à diminuer dans l’atmosphère et la prospection d’un recouvrement progressif de la couche d’ozone demeure aujourd’hui un sujet d’actualité (UNEP/PNUE, 2009; WMO/OMM, 2010 et 2014). Les besoins d’aujourd’hui sont de réaliser des mesures continues et fiables de l’ozone dont leurs exploitation dans des méthodes et/ ou des modèles bien adaptés à la problématique aideront la communauté à suivre l’évolution de l’ozone et d’estimer les tendances à long terme.

Dans ce travail, une variété de produits d’ozone issue de différents instruments a été combinée pour construire des bases des données fiables et homogènes afin d’étudier sa variabilité et d’estimer la tendance de l’ozone dans les régions tropicale et subtropicale sud. L’application de ces bases de données sur les ondelettes a permis d’identifier les principaux forçages qui contrôlent la variabilité de l’ozone et la période de retour associée à chaque forçage. Il s’agit des variations saisonnières du climat, les oscillations quasi-biennales, les oscillations australes El-Niño et l’activité solaire dont le cycle moyen est évalué à 11 ans. Le comportement et l’influence de chacun de ces paramètres sur la viabilité de l’ozone sont étudiés. Cette étude est faite en s’appuyant sur des méthodes statistiques et sur le modèle Trend-Run. Avec ce modèle, la part de contribution et la réponse de chaque paramètre sur la variabilité de l’ozone sont quantifiées. Les résultats sur les tendances montrent une augmentation de la couche d’ozone avec un taux variant entre 0 et 2.78% par décade (selon la région et le site) sur la période 1998-2012. Cette amélioration est bien observée au-dessus de 22km, surtout aux subtropiques par rapport à la région équatoriale.

Mots clés : ozone stratosphérique – variabilité – tendance – QBO – ENSO – cycle solaire – hémisphère sud – Trend-Run.

ABSTRACT

Ozone plays an important role on photochemical equilibrium of atmosphere and participate on radiative balance process between hemispheres (Mecke, 1931). In the troposphere, ozone determines the oxidizing capacity of major species and absorbs continuously in the stratosphere the harmful ultraviolet radiation (McMichael et al, 2003). Based on the above facts, it is important to monitor ozone continuously with consistency and accuracy. Global total column ozone (TCO) has depleted gradually since 1980 with an increase of chlorofluorocarbon concentrations in the stratosphere due to anthropogenic activities. In 1987, the Montreal protocol was formulated in order to regulate the emissions of substances that deplete ozone. Concentrations of these substances are observed to decrease ten years after the Montreal protocol. Thus we have been expecting an increase in ozone by now (UNEP/PNUE, 2009; WMO/OMM, 2010 and 2014). The current needs are to achieve consistent and reliable measurements in which their exploitation on adapted methods/models can help scientists to follow the ozone evolution and to estimate long term ozone trend.

In this work, a variety of ozone products from different instruments was combined in order to create reliable and homogenous dataset to study the ozone variability and trend over the southern tropics and subtropics. The dataset application on wavelets method allowed to identify the dynamic parameters that control ozone variability and their periodicities. These include seasonal variations of climate, the quasi-biennial oscillations, the El-Niño Southern Oscillation and the 11-years solar cycle. The behavior of each parameter and its influence on ozone variability were analysed based on statistical method and the Trend-Run model. The contribution and response of each variable on ozone variability were quantified from the model. The obtained trends results exhibit an increase of total ozone from 1998 to 2012 with a rate varying between 0 and 2.78% par decade (depending of the site and region). The ozone increase was observed mainly above 22 km and it is more important over the subtropical region with respect to equatorial zone.

Keys word: stratospheric ozone – variability – trend – QBO – ENSO – solar cycle – Brewer-Dobson – southern hemisphere- Trend-Run.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....	1
0.1. Structure de l'atmosphère terrestre	1
0.2. L'ozone stratosphérique	2
0.3. Diminution globale et trous d'ozone Antarctique	4
0.4. Le protocole de Montréal.....	6
0.5. Positionnement du sujet	7
0.6. Plan de la thèse	8
1. Contexte général de l'étude	12
1.1. Introduction	12
1.2. Le cycle de l'ozone stratosphérique	12
1.3. Les principales circulations stratosphériques.....	15
1.3.1. La circulation zonale	15
1.3.2. Les ondes stratosphériques.....	18
1.3.3. La circulation de Brewer-Dobson	20
1.3.4. Indice de mesure de la circulation méridienne	24
1.4. Forçages dynamiques influant sur la variabilité de l'ozone	29
1.4.1. Les oscillations annuelles (AO).....	29
1.4.2. Les oscillations semi-annuelles (SAO)	31
1.4.3. Les oscillations quasi-biennales (QBO)	37
1.4.4. Les Oscillations Australes El-Niño (ENSO)	41
1.4.5. Le flux solaire.....	45
1.5. Conclusion.....	50
2. Outils d'observation et validation des mesures d'ozone	53
2.1. Introduction	53
2.2. Source des mesures d'ozone	58
2.2.1. Spectromètres Dobson et SAOZ.....	59
2.2.2. Les radiosondages.....	62
2.2.3. Les instruments satellitaires	64
2.2.4. Description des données d'ozone d'origine satellite	66
2.3. Technique de validation des mesures d'ozone	72
2.3.1. Evaluation de la corrélation entre deux mesures	72
2.3.2. Evaluation de l'écart entre deux mesures	73
2.4. Etudes comparative des mesures d'ozone et validation	74
2.4.1. Comparaison entre les données OMI et celles des spectromètres basés au sol	74

2.4.2.	Inter-comparaison entre les TCO mesurées par OMI et TOMS	78
2.4.3.	Validation des données IASI sur les 13 sites d'études	80
2.5.	Structuration des bases de données des colonnes totales d'ozone.....	86
2.5.1.	Technique de combinaison des colonnes totales d'ozone.....	89
2.5.2.	Organisation de la base de données des colonnes totales d'ozone.....	91
2.6.	Comparaison et combinaison des profils MLS et SHADOZ	92
2.6.1.	Comparaison	92
2.6.2.	Combinaison	96
2.6.3.	Validation de la colonne totale d'ozone dérivée des profils normalisés.....	97
2.7.	Conclusion.....	99
3.	Analyse de la périodicité de l'ozone.....	105
3.1.	Introduction	105
3.2.	L'analyse des données par ondelettes.....	106
3.2.1.	La transformée en ondelettes	107
3.2.2.	Le spectre de puissance de la transformée en ondelettes	108
3.3.	Résultats de l'application des ondelettes sur les séries temporelles	108
3.3.1.	La région équatoriale	109
3.3.2.	La région tropicale	111
3.3.3.	La région subtropicale	115
3.4.	Conclusion.....	116
4.	Analyse des oscillations saisonnières et quasi-biennales de l'ozone.....	119
4.1.	Introduction	119
4.2.	Variation saisonnière de l'ozone	120
4.2.1.	Analyse des colonnes totales d'ozone.....	120
4.2.2.	Analyse des profils d'ozone.....	122
4.3.	Analyse de la signature quasi-biennale de l'ozone	127
4.3.1.	Dessaïsonalisation de la colonne totale de l'ozone	127
4.3.2.	Analyse de la distribution verticale de l'ozone	130
4.3.3.	Relation entre ozone et température.....	133
4.4.	Conclusion.....	136
5.	Quantification de la variabilité et estimation des tendances	139
5.1.	Introduction	139
5.2.	Le modèle Trend-Run	140
5.2.1.	Description du modèle.....	140
5.2.2.	Evaluation du modèle.....	143
5.3.	Résultats sur la quantification de la variabilité	146
5.3.1.	Quantification de la variabilité de l'ozone totale.....	146

5.3.2.	Quantification de la variabilité suivant la distribution verticale	152
5.4.	Estimation des tendances	159
5.4.1.	Analyse de la tendance de la colonne totale de l'ozone	159
5.4.2.	Analyse de la tendance suivant la distribution verticale.....	164
5.5.	Conclusion.....	167
Conclusion générale et perspectives		171
BIBLIOGRAPHIE		177
Liste des figures		192
Liste des tableaux		198
Annexes		199

INTRODUCTION GENERALE

0.1. Structure de l'atmosphère terrestre

L'atmosphère est la fine couche gazeuse qui enveloppe la terre solide et dans laquelle nous vivons. Bien qu'elle soit extrêmement mince comparée au rayon de la terre (l'épaisseur de l'atmosphère est d'environ 100 km alors que le rayon de la Terre est estimé en moyenne à 6400 km), cette couche gazeuse, joue un rôle primordial car elle filtre les rayonnements solaires pour rendre possible la vie sur terre. Elle est composée à 78,09% d'azote, 20,95% d'oxygène, 0,93% d'argon et d'autre gaz en état de trace. C'est un système extrêmement complexe et fragile, son état n'est pas seulement décrit par la variabilité des éléments qui le composent mais il résulte d'un ensemble de mécanismes d'action et d'interactions à des échelles de temps et d'espaces divers avec d'autres composants du système climatique. De ce fait, il y a une variabilité considérable de l'état et de la structure de l'atmosphère d'une journée à une autre, d'une saison à une autre et d'une localisation à une autre.

La structure principale de l'atmosphère est caractérisée par la variation du profil vertical de la température en raison de différents mécanismes d'échauffement et de refroidissement. Ainsi l'atmosphère peut être divisée en couches à partir de sa structure thermique. La figure 0.1 présente un profil type de température en fonction de l'altitude. Les minimas et maximas définissent les limites entre les différentes couches composant l'atmosphère. La troposphère qui est la partie la plus basse renferme environ 90% de la masse totale de l'atmosphère. Cette première couche de l'atmosphère s'étend depuis la surface terrestre jusqu'à la tropopause. Dans cette couche, la température diminue avec l'augmentation de l'altitude suivant un gradient approximatif de -6.5 K/km jusqu'à la tropopause. L'altitude de cette dernière varie en fonction de la saison et de la latitude, elle est positionnée en moyenne à 10 km au-dessus des régions polaires et à 18 km à l'équateur avec une zone de transition abrupte entre les moyennes latitudes et les tropiques. Au-dessus de la tropopause, le profil vertical de la température s'inverse et le gradient devient positif. La température augmente avec l'altitude pour atteindre une valeur maximale aux environs de 50 km où se localise la stratopause. C'est l'absorption des rayonnements solaires par la molécule d'ozone qui est la principale cause de l'augmentation de la température de cette couche et qui aura comme effet d'inhiber thermodynamiquement les mouvements verticaux afin de rendre cette partie de l'atmosphère stable et stratifiée (Coe et Webb, 2003). Cette couche porte ainsi le nom de stratosphère. Au-dessus de la stratopause, le gradient de la température redevient négatif, la température diminue pour atteindre une valeur très faible à la mésopause estimée aux environs de 85 km. Cette couche est appelée la mésosphère ; la diminution de la température est fortement liée à l'émission infrarouge de l'oxygène atomique ($\text{O}^3(\text{P})$), de l'oxyde d'azote

(NO) et du dioxyde de carbone (CO₂). Ici la densité de l'air est très faible (moins de 10⁻³ kg.m⁻³ voir figure 0.1), la densité de l'air est maximale dans la couche limite atmosphérique, elle diminue avec l'altitude.

La moyenne atmosphère est constituée de la stratosphère et de la mésosphère, alors que la haute atmosphère est constituée par la thermosphère qui est la dernière couche de l'atmosphère localisée au-dessus de la mésopause (Shepherd, 2000). Dans la thermosphère, le gradient de la température redevient positif. La principale zone d'étude de ce travail est la stratosphère qui abrite la couche d'ozone (la couche d'ozone est colorée en gris à la figure 0.1). Dans la stratosphère, le réchauffement est lié directement à l'absorption des UV par l'ozone (O₃), alors que le refroidissement est associé à l'émission infrarouge par les gaz à effet de serre tels que la vapeur d'eau (H₂O), le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (N₂O), le dioxyde de carbone (CO₂) et l'ozone. Le bilan thermique de la stratosphère dépend de la distribution des gaz radiatifs qui y sont présents et dont la concentration varie non seulement de façon naturelle mais aussi sous l'influence des émissions anthropiques.

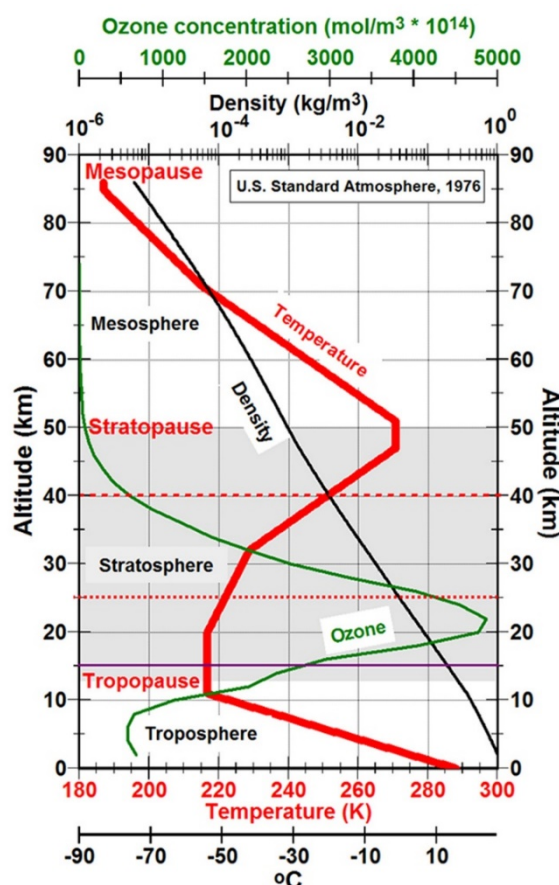


Figure 0. 1 : Structure thermique de l'atmosphère. Le profil en rouge indique la variation de la température sur les différentes couches de l'atmosphère, tandis que la courbe verte explique la variation moyenne du profil de l'ozone. La couche d'ozone est représentée par la partie grisée. La variation de la densité de l'air est donnée par la ligne noire (<http://ozonedepletiontheory.info/primary-cause-of-warming.html>).

0.2. L'ozone stratosphérique

Introduction générale

L'ozone est un gaz naturellement présent dans l'atmosphère. La molécule d'ozone est formée de la liaison d'un atome d'oxygène avec une molécule d'oxygène. Cette liaison moléculaire se crée généralement après la photodissociation d'une molécule d'oxygène par des photons de longueur d'onde inférieure à 243 nm (Mackenzie, 2003 ; Chapman, 1930). 90 % de la masse de l'ozone réside dans la stratosphère où sa distribution spatiotemporelle à l'échelle globale et sa durée de vie sont fortement sous le contrôle des processus dynamiques ou de transformation photochimique respectivement au-dessus et au-dessous de 35 km (Kirgis et al., 2013). L'épaisseur de la colonne totale de l'ozone est estimée en moyenne d'environ 300 unité Dobson (DU) et est définie comme étant l'épaisseur en centième de millimètre qu'aurait cette colonne une fois ramenée dans les conditions standards de pression et de température. L'ozone est formé massivement dans la région équatoriale puis transporté vers les hautes latitudes suivant un ensemble de processus dynamiques très complexes (Brewer, 1949 ; Dobson, 1956 ; Butchart et Remsberg, 1986 ; Weber et al., 2011, Holton et al., 1995). Ainsi le maximum annuel de l'ozone estimé à environ 500 DU s'observe dans les hautes latitudes (vers 60° S et 75° N) après les équinoxes du printemps tandis que le minimum s'observe autour de l'équateur. La figure 0.2 présente la variation moyenne de l'ozone stratosphérique (DU/km) sur la période 1980-1989 telle qu'elle a été observée par le satellite Nimbus-7. Le maximum d'ozone varie en fonction de la latitude et de l'altitude.

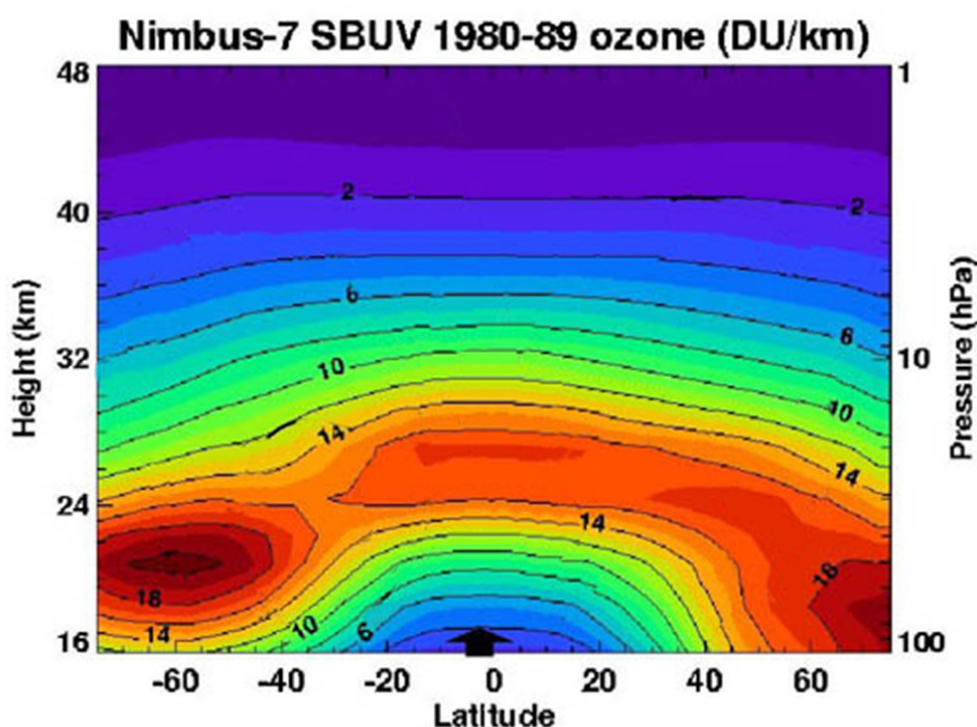


Figure 0. 2: Distribution méridionale moyenne de l'ozone stratosphérique en unité Dobson par Km (<http://ozonedepletiontheory.info/primary-cause-of-warming.html>)

L'altitude du maximum d'ozone varie de 18 km à 25 km respectivement de la région polaire à la région équatoriale, en corrélation avec la variation de la tropopause du pôle à l'équateur. La durée de vie des molécules d'ozone stratosphérique diminue avec l'augmentation de l'altitude. Elle est évaluée à environ un

an dans la basse stratosphère et à quelques semaines dans la moyenne stratosphère. Dans la haute stratosphère et dans la mésosphère la durée de vie de la molécule d'ozone est de l'ordre d'une journée avec un cycle diurne.

L'ozone stratosphérique joue un rôle primordial sur l'équilibre thermique et photochimique de l'atmosphère (Mecke, 1931; Salomon, 1999). L'ozone absorbe fortement le rayonnement électromagnétique dans l'ultraviolet (continuum de Hartley dans la bande 200-300 nm et Huggins dans la bande 300-350 nm) et faiblement dans le visible (bande de Chappuis entre 400 et 450 nm). Cette caractéristique fortement absorbante fait de l'ozone stratosphérique un filtre efficace servant à protéger la biosphère du rayonnement solaire de courte longueur d'onde (McMicheal et al., 2003). Ce dernier est extrêmement nocif pour la vie humaine et est la source de plusieurs maladies cutanées. L'ozone stratosphérique est donc bénéfique, de plus sa formation et sa présence dans la stratosphère contrôle la température dans cette gamme d'altitude (Manabe et Strickler, 1964) ; c'est un des composants naturels de l'atmosphère le plus actif de point de vue radiatif (Coe et Webb, 2003). Une diminution des quantités d'ozone dans la stratosphère conduit à une baisse de la température. De ce fait, une destruction de la couche d'ozone provoque ainsi un déséquilibre thermique de la moyenne atmosphère.

0.3. Diminution globale et trous d'ozone Antarctique

Le rapport de SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate), (1998) a mis en évidence une tendance à la baisse de l'ozone estimée à 8% par décade à 15 km et à 40 km, ainsi que 2.5% aux environs de 30 km. La figure 0.3 présente un diagramme de l'évolution de la colonne totale de l'ozone. On remarque que la quantité d'ozone a diminué au début des années 80 en comparaison avec son niveau des années 60. La destruction de l'ozone continue à progresser jusqu'au milieu des années 90 où une amélioration a commencé à être observée. Les modèles numériques prévoient un rétablissement de la couche d'ozone à la fin de ce 21^{ème} siècle. La diminution progressive de la quantité de l'ozone dans l'atmosphère est ressentie depuis les années 70. Des études réalisées à cet époque ont permis de mettre en évidence le danger encouru face à la destruction de la couche d'ozone (Crutzen, 1970 et 1971 ; Molina et Rowland, 1974). Elles ont été les premières à mettre en relation la diminution globale de l'ozone et l'augmentation des émissions anthropiques des composants chlorofluorocarbones et d'oxydes d'azote dans l'atmosphère (Crutzen, 2008). La situation est devenue très préoccupante au début des années 80 quand l'équipe du « British Antarctic Survey » conduite par Joe Farman a mesuré des anomalies négatives d'ozone très importantes au-dessus de Halley Bay, une base britannique située en Antarctique. L'article publié suite aux travaux de Farman et son équipe (Farman et al., 1985) a montré que l'épaisseur de la couche d'ozone aurait diminué d'un tiers. Les auteurs de cet article ont mis en parallèle la diminution de l'épaisseur de la couche d'ozone et l'augmentation des émissions chlorofluorocarbones dans l'atmosphère. Depuis, les moyens de mesures ont beaucoup évolués et les satellites surveillent en permanence le trou d'ozone dans l'Antarctique, en particulier au printemps austral (Krueger, et l., 1992; Stolarski et l., 1990). La surface du

Introduction générale

trou d'ozone est défini comme étant la surface terrestre en région polaire où la colonne totale de l'ozone mesurée est inférieure à 220 DU. La surface couverte par le trou d'ozone dans l'Antarctique varie d'une année à une autre et d'une journée à une autre. La journée record est celle du 9 septembre 2000 avec un trou couvrant une surface de 29.9 millions de km² et la moyenne annuelle record est enregistrée en 2006 avec une superficie moyenne de 26.6 millions de km².

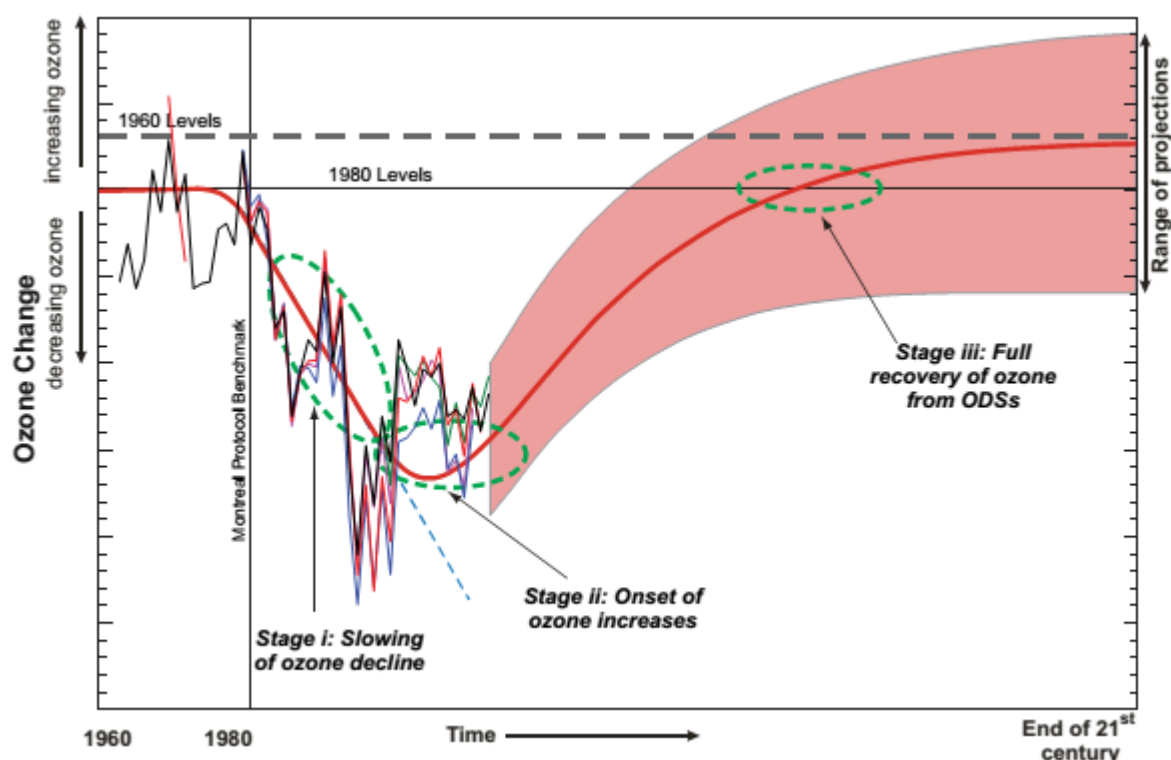


Figure 0.3 : Evolution mesurée et modélisée de la colonne totale de l'ozone dans la bande de latitude moyennée 60°N-60°S pendant la période 1960-2100. La ligne rouge fine est une représentation des quantités d'ozone observées jusqu'à ce jour et prévues pour l'avenir. La région hachurée en rose présente les prévisions données par les modèles (MWO-UNEP, 2010).

La figure 0.4 présente le trou d'ozone observé le 2 octobre 2015 (journée record de l'année). Le trou d'ozone apparaît généralement dans la bande d'altitude 14-20 km, à la fin de l'hiver et se développe progressivement pour atteindre des superficies très élevées en septembre-octobre, puis le trou disparaît progressivement entre la fin du printemps et le début d'été. A la deuxième décade du mois de septembre le trou couvre presque l'ensemble du continent Antarctique et une très grande partie de cercle polaire. L'observation du trou d'ozone antarctique a fortement pesée sur la conscience mondiale du fait du danger encouru par la biosphère, d'où la décision de mettre en œuvre une politique de contrôle et de réduction des émissions anthropiques des substances qui appauvrissent l'ozone.

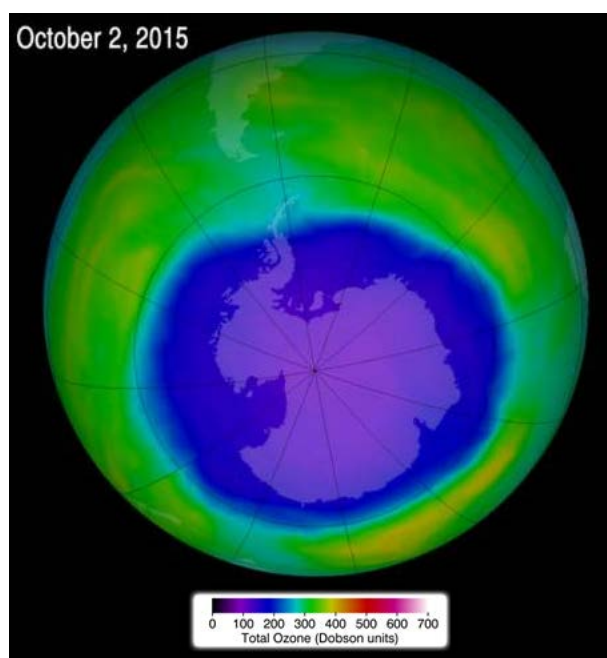


Figure 0. 4 : Trou d’ozone antarctique le 02 octobre avec une superficie de 28.2millions de km². C’est la surface la plus large enregistrée en 2015 (<http://www.theozonehole.com/2015.htm>).

0.4. Le protocole de Montréal

Reconnaissant que les émissions à l’échelle mondiale de certaines substances peuvent appauvrir de façon significative la couche d’ozone, d’une manière qui risque d’avoir des effets néfastes sur la santé humaine et sur l’environnement, la communauté internationale a signé la convention de Vienne le 22 mars 1985 sur la protection de la couche d’ozone, puis a ratifié le 16 septembre 1987 le Protocole de Montréal. Ce protocole est rentré en vigueur le 1^{er} janvier 1989 et compte aujourd’hui environs 196 pays signataires. Il a eu plusieurs amendements parmi lesquels on peut noter ceux de : Londres (1990), Copenhague (1992), Vienne (1995), Montréal (1997) et Beijing (1999) (UNEP/PNUE, 2000). La Convention de Vienne, le protocole de Montréal et les différents amendements précédemment cités ont tous pour objectif d’éliminer progressivement la production et la consommation des substances qui appauvrissent la couche d’ozone ainsi que la réduction et la cessation du commerce de ces substances. De ce fait, le Protocole de Montréal impose la suppression de l’utilisation des chlorofluorocarbones, des halons, du bromure de méthyle et d’autre composant participant à la destruction de la couche d’ozone à l’instar du tétrachlorméthane, du bromochlorométhane, du hydrobromofluorocarbone et du methylchloroformes. A l’heure actuelle (2016) les émissions des chlorofluorocarbones dans l’atmosphère sont définitivement arrêtées.

Les modèles de prévisions numériques prévoient que si les mesures prises dans le cadre du Protocole de Montréal sont appliquées, un retour de la couche d’ozone à l’état d’avant 1980 est possible à l’horizon 2030-2050 (MWO/OMM, 2010, 2014). Cependant les mécanismes qui contrôlent la variabilité de l’ozone à court et à long-terme sont très complexes et les interactions entre des différents paramètres ne

sont pas totalement comprises. Ainsi, les prévisions actuelles sont entachées d'incertitudes qui peuvent être importantes. De plus, le rétablissement de la couche d'ozone ne peut être dissocié du changement climatique, lié à l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Le changement climatique peut induire des modifications dans la stratosphère susceptibles de retarder ou bien d'accélérer le rétablissement de l'ozone. La superficie du trou d'ozone change d'une année à une autre, sans pour autant donner une allure d'une amélioration à court ou à long-terme. De ce fait la question sur l'évolution de la couche d'ozone demeure encore aujourd'hui un sujet de surveillance très important. Les études récemment réalisées ont mise en évidence une tendance à la hausse de l'ozone, plus précisément dix ans après le Protocole de Montréal, ce qui semble être un résultat des efforts de l'application dudit protocole (Jones et al., 2009; Nair et al., 2013; Kyrölä et al., 2013; Sinnhuber et al., 2009; Chehade et al., 2014; WMO/OMM, 2014). Toutefois, cette tendance reste encore à confirmer.

0.5. Positionnement du sujet

Etant donnés les enjeux environnementaux, les mesures prises lors du Protocole de Montréal et la difficulté de son application, il est important de mettre en place à moyen et à long-terme un système de surveillance et de suivi de l'évolution de l'ozone à l'échelle globale. Il est essentiel de pouvoir construire des bases de données fiables et des modèles de prévision performants afin de mieux comprendre le comportement actuel de la variabilité et de la tendance observée et de valider les prévisions déjà faites (WMO/OMM, 2010, 2014). **Les travaux de cette thèse s'orientent dans cette problématique de vérification et de validation des bases des données, vers l'analyse de la variabilité et l'étude de la tendance de l'ozone sur le long-terme en s'appuyant à des méthodes et des outils adaptés.** Il est à noter que la variabilité de la stratosphère dépend d'une large gamme d'échelles spatiales et temporelles. Elle est encore peu documentée aux latitudes tropicales de l'hémisphère sud, du fait de la faible densité des observations. Par ailleurs, une grande majorité des sites utilisés pour les études de validations (données satellites ou modèles numériques de prévision) et les analyses de la variabilité des paramètres géophysiques, est située dans l'hémisphère nord. Ce qui suscite un intérêt particulier de réaliser des études similaires pour l'hémisphère sud. De ce fait, nous avons focalisé notre travail sur les régions tropicales et subtropicales de l'hémisphère sud **Ces régions sont dynamiquement instables. Une importante quantité d'ozone se forme au niveau du réservoir tropicale, toutefois elle est transportée vers les moyennes latitudes. Le subtropical se constitue par ailleurs en une zone d'échange entre les faibles et les moyennes latitudes. Pour se faire, un ensemble des processus dynamiques et chimiques s'y mettent en place notamment au niveau de la barrière subtropicale. Ainsi les régions tropicales et subtropicales de l'hémisphère sud méritent une attention particulière alors qu'elles sont pauvrement documentées due à une insuffisance des stations d'observation. Les mesures d'ozone disponibles n'ont pas été faites de façon régulière, il manquait donc des bases de données solides et suffisamment longues pour étudier la variabilité et estimer les tendances de l'ozone. L'un des objectifs principaux de cette thèse est de pouvoir construire des bases de données fiables, homogènes et suffisamment longues pour examiner**

les tendances de l’ozone afin de voir si l’amélioration de la couche d’ozone repérée ces dernières années à l’échelle globale concerne effectivement les latitudes tropicales et subtropicales de l’hémisphère sud et quels sont les niveaux d’altitude concernés.

Le travail est effectué sur 13 sites de l’hémisphère sud localisés entre l’équateur et 40°S (voir figure 0.5), où il y a eu des observations à partir des instruments basés au sol, tels que la colonne totale de l’ozone (DOBSON et SAOZ) et/ou des profils d’ozone (radiosondage). Toutefois les mesures obtenues à partir de ces instruments sont complétées par des mesures effectuées à bord des satellites afin d’améliorer la structure temporelle des jeux des données. Des méthodes statistiques et spectrales sont d’abord appliquées sur les mesures d’ozone afin d’étudier les principaux modes de variations et d’identifier les paramètres dynamiques intervenant de façon significative et régulière sur sa variabilité. Les différents paramètres dynamiques mis en évidence sont par la suite utilisés comme entrées dans un modèle de régression à variable multiple capable de quantifier ces différents modes de variabilité et d’estimer les tendances à long-terme. Dans ce travail, nous regarderons également la performance de ce modèle de régression multilinéaire appelé Trend-Run (Portafaix, 2003 ; Bencherif et al., 2006; Bègue et al., 2010) adapté au LACy.

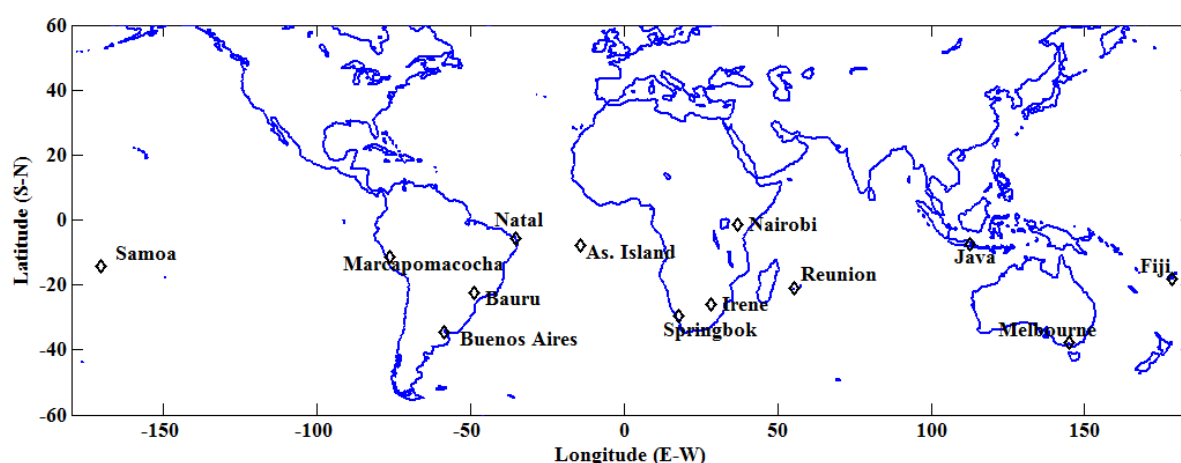


Figure 0. 5 : Géolocalisation des sites tropicaux et subtropicaux sélectionnés dans le cadre de ce travail.

0.6. Plan de la thèse

Le travail de cette thèse s’articule autour de six (6) chapitres. La partie introductive constitue le chapitre (1). Il comporte une description de la stratosphère et du rôle que joue l’ozone au sein de cette couche atmosphérique. Les différents phénomènes intervenant sur la variabilité de l’ozone sont exposés afin d’établir précisément le contexte dans lequel ces travaux ont été menés.

Le chapitre deux (2) est axé sur la description des sources et de la nature des jeux de données utilisés. Ici les mesures d’origine satellite sont comparées avec les mesures au sol en s’appuyant sur des méthodes statistiques. L’intérêt de cet exercice de comparaison est de pouvoir évaluer les différentes mesures utilisées et d’étudier également la possibilité d’une combinaison entre les données de même nature

Introduction générale

et de sources différentes. Notons que chaque instrument est déployé sur une période bien spécifique. La combinaison des mesures effectuées par différents instruments permet d'assurer la continuité des observations, d'améliorer et de structurer la base des données d'un site ou d'une région. Dans ce chapitre, des méthodes de combinaison des colonnes totales et des profils d'ozone seront présentées et les mesures d'ozone de même nature effectuées sur chaque site seront combinées.

Le chapitre trois (3) est axé sur l'analyse des modes de variabilité de l'ozone à partir de la méthode des ondelettes en utilisant des mesures des colonnes totale d'ozone issues de base des données reconstruites. Les différents modes d'oscillations intervenant sur la variabilité de l'ozone (Oscillation Annuelle (AO), Oscillation Semi-Annuelle (SAO), Oscillation Quasi-bisannuelle, (QBO), Oscillation australe El Nino (ENSO)) et le Cycle Solaire de 11 ans seront mis en évidence.

Le chapitre quatre (4) est complètement dédié à l'analyse des oscillations saisonnières et quasi-biennales de l'ozone. Cet exercice est fait sur la colonne totale et le profil d'ozone. Notons qu'aucun instrument de mesure de profils d'ozone utilisé dans cette thèse ne permet de couvrir toute la troposphère et toute la stratosphère. Ainsi, les profils utilisés dans cette étude sont issus de la combinaison des profils de l'instrument MLS (satellite EOS-Aura) et de ceux obtenus par radiosondage.

Le chapitre cinq (5) présentera le modèle Trend-Run, la quantification de la contribution et la réponse des différents forçages sur la variabilité totale de l'ozone. C'est dans ce chapitre que les tendances à long-terme de l'ozone seront estimées.

Enfin, le chapitre six (6) permettra de conclure ce document et d'énoncer les perspectives, faisant office à la fois de synthèse et d'ouverture vers d'autres travaux à réaliser dans l'avenir.

Chapitre 1

1. Contexte général de l'étude

1.1. Introduction

Les travaux réalisés au cours des 5 dernières décennies ont permis d'améliorer les connaissances sur les processus dynamiques et chimiques qui s'opèrent dans la moyenne atmosphère. La problématique liée à la destruction de la couche d'ozone suite aux émissions anthropiques des composés halogénés a poussé la communauté scientifique à réaliser des investigations considérables sur les mécanismes de formation, distribution et destruction de l'ozone. La plupart de ces mécanismes qui s'opèrent dans la stratosphère sont actuellement connus et modélisés de façon acceptable. Toutefois, il demeure de nombreuses incertitudes concernant leur évolution. La chimie de l'ozone est définie par le cycle de Chapman, (1930) complété par d'autres cycles catalytiques intervenant sur la réduction progressive de l'ozone dans l'atmosphère. La distribution de l'ozone à l'échelle globale est régie par la dynamique de la stratosphère. On peut noter entre autres le transport des masses d'air riches en ozone de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver, le transport diabatique et adiabatique de l'ozone et les mouvements des ondes qui prennent naissance généralement dans la troposphère et se propagent dans la stratosphère où elles déferlent en libérant de l'énergie cinétique (Portafaix et al., 2003, Kirgis et al., 2013; El-Amraoui et al., 2010; Bencherif et al., 2011; Bencherif et al., 2007; Semane et al., 2006). Ces mécanismes constituent « les poumons » de la circulation zonale et de la circulation méridienne des masses d'air dans la stratosphère. Ils sont couplés à des forçages dynamiques et l'ensemble contrôle la variabilité de l'ozone. Les plus influents parmi ces forçages, on note la QBO, l'ENSO, les flux solaires et la variabilité saisonnière du climat. Dans ce chapitre nous allons faire une étude descriptive de l'ensemble des procédures intervenant sur la variabilité et le transport de l'ozone stratosphérique. Après une description du cycle d'ozone, nous allons présenter les bases de la dynamique de la stratosphère. Ici les différentes circulations stratosphériques seront décrites. Nous allons par la suite terminer le chapitre en faisant une étude descriptive des oscillations qui influencent la variabilité de l'ozone.

1.2. Le cycle de l'ozone stratosphérique

Le cycle de l'ozone stratosphérique est régi par le processus de formation et de destruction photochimique naturelle. Le principal cycle de production et de destruction de l'ozone a été mis en évidence

pour la première fois par Chapman, (1930). Ce dernier estime que la formation de l'ozone s'opère après photodissociation de la molécule de dioxygène O_2 par des photons suivant 2 réactions :



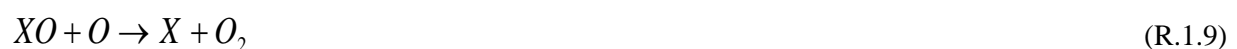
Où M peut être une molécule atmosphérique quelconque dissipant de la chaleur pour la combinaison exothermique de l'atome d'oxygène (O) et de la molécule de dioxygène (O_2).

Le processus de destruction de l'ozone est de même décrit par Chapman, (1930) de la manière suivante :



Ainsi, la destruction de la molécule d'ozone peut donc être faite par deux voies. Soit par réaction avec l'oxygène atomique pour former du dioxygène suivant (R.1.6), soit par photodissociation suivant (R.1.3 et R.1.5). Dans le cas de la réaction (R.1.3), la photodissociation conduit à la formation d'un atome d'oxygène à l'état excité, $O(^1D)$ qui retourne rapidement à son état fondamentale $O(^3P)$ suivant la réaction (R.1.4).

Cependant, ce cycle surestime la concentration réelle de l'ozone dans la stratosphère. Le mécanisme de formation et de destruction de l'ozone présenté par Chapman ne parvient pas, lui seul, à expliquer la quantité d'ozone observée dans l'atmosphère qui est plus faible que celle prédite par ce cycle. Ainsi, d'autres réactions de destruction d'ozone doivent être prises en compte. Il s'agit des cycles catalytiques de destruction faisant intervenir l'hydrogène atomique (H), le monoxyde d'azote (NO), le radicale hydroxyle (OH) et les molécules formées par des composants chlorés, bromés, iodés, et fluorés (Crutzen, 1970; Crutzen, 2008; Stolarski et Cicerone, 1974; Molina et Rowland, 1974). Ces réactions dans lesquelles intervient un catalyseur (X) se schématisent de la manière suivante :

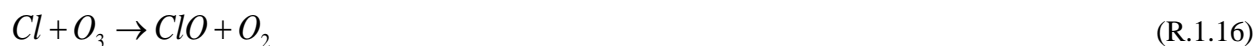


Le bilan général de cette chaîne d'équation (R.1.7, R.1.8 et R.1.9) est une destruction de 2 molécules d'ozone pour donner 3 molécules de dioxygène. Notons que ces cycles de destruction de l'ozone sont

particulièrement efficaces dans la mesure où les radicaux X sont régénérés dès la fin du cycle et peuvent donc participer à d'autres cycles avant d'être transformés en espèces moins réactives. Il reste cependant à travers cette chaîne, un couplage entre les différents composants pour former des molécules telles que HCl, ClONO₂, HOCl, et le N₂O₅. Parmi les cycles catalysant la molécule d'ozone les plus efficaces faisant intervenir les composés halogénés il y a ceux qui font intervenir le chlore et/ou le brome. Le cycle catalytique d'ozone faisant intervenir seulement le chlore est décrit de la manière suivante :



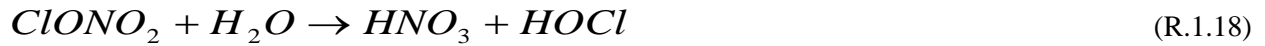
L'autre cycle catalytique faisant intervenir à la fois les composés chlorés et bromés peut être résumé comme suit :



Comme il est précédemment expliqué, le bilan général des chaînes de réactions « R.1.10-R.1.13 » et « R.1.14 - R.1.16 » est une destruction de deux molécules d'ozone pour donner trois molécule de dioxygène. Il a été démontré que la chaîne R.1.10 - R.1.13 contribue à hauteur de 70% à la destruction de la molécule d'ozone, tandis que la chaîne R.1.14-R.1.16 contribue environs à 23% (Salawitch et al., 1993 ; Anderson et al., 1989). Cependant, ces réactions catalytiques de destruction de la molécule d'ozone ne peuvent pas expliquer la formation du trou d'ozone observé en Antarctique, mais elles constituent l'origine de la diminution progressive de l'ozone dans l'atmosphère.

Le processus de formation du trou d'ozone est décrit dans des travaux effectués à la fin des années 80 (Solomon et al., 1986; Solomon 1999; Pool et McCormick, 1988). Il a été expliqué de la manière suivante : des nuages stratosphériques se forment au-dessus de l'Antarctique durant les nuits polaires suite à l'isolement de cette région par le vortex polaire et aux températures très froides. Ces nuages stratosphériques polaires (PSC) sont formés à partir des centres de nucléation offerts par les molécules d'acide sulfurique. Ils sont de deux types : le type I qui se forme dès que la température est inférieure à 195 K et le type II qui apparaît lorsque les températures deviennent inférieures à 189 K. Les PSC de type I sont

constitués d'acide nitrique tri-hydraté alors que ceux du type II sont formés des molécules d'eau cristallisées. A l'intérieur des cristaux, au sein des PSC on observe les réactions suivantes :



Ces réactions transforment les réservoirs chlorés inactifs en chlore actif ; elles sont rapides et ne se produisent qu'à la surface des nuages stratosphériques polaires. Lorsque la masse du PSC est suffisante pour sédimenter, on assiste à une dénitrification de la stratosphère. Le retour du soleil dans la région polaire au printemps permet la destruction du vortex polaire et la photodissociation rapide et spontanée des molécules de Cl_2 , $HOCl$ et $ClONO_2$. Les radicaux de chlore (Cl) libérés participent à leur tour au cycle de destruction de l'ozone (R.1.7-R.1.9) et font apparaître le trou d'ozone. Notons que des réactions catalytiques d'ozone peuvent avoir lieu lors des émissions des aérosols d'origine volcanique ou industrielle dans l'atmosphère. En effet, après les éruptions volcaniques d'El-Chichon (Mexique en 1982) et de Pinatubo (Philippine en 1991), une diminution significative de la couche d'ozone a été observée due aux émissions des aérosols sulfuriques dans la stratosphère. L'effet Pinatubo a été ressenti à l'échelle globale durant 5 années après l'éruption.

1.3. Les principales circulations stratosphériques

La présence de l'ozone dans la stratosphère inhibe les mouvements verticaux qui sont d'ailleurs de faibles amplitudes. Ainsi, dans l'hypothèse d'une absence de tout mouvement ondulatoire, la stratosphère serait proche de l'équilibre et par conséquent, l'écoulement serait majoritairement zonal tandis que la circulation méridienne serait négligeable (Thiéblemont, 2012). Dans la réalité, les mouvements ondulatoires qui se propagent depuis la troposphère transfèrent du moment angulaire et de l'énergie induisant d'importants écarts autour de l'équilibre radiatif en particulier pendant l'hiver. La distribution méridionale de température est donc le résultat de l'équilibre entre le bilan radiatif et le transport de chaleur produit par les mouvements ondulatoires, tandis que la circulation zonale dans la stratosphère peut être expliquée par des mouvements diabatiques (Kirgis, 2010).

1.3.1. La circulation zonale

La circulation zonale puise sa source de la répartition inégale du chauffage radiatif entre les deux hémisphères (hémisphère d'été et hémisphère d'hiver). En effet, la distribution du chauffage radiatif est fortement dépendante de la variation des saisons. Le maximum de chauffage à l'échelle globale s'observe au pôle d'été lorsque le maximum de refroidissement s'observe au pôle d'hiver. Ceci est dû au fait qu'au pôle d'été, le réchauffement induit par l'absorption de l'ozone prédomine sur l'éventuel refroidissement stratosphérique par émission infrarouge des gaz à effet de serre (dont l'ozone), alors qu'au pôle d'hiver, l'absorption du rayonnement ultraviolet par l'ozone est dominée par l'émission infrarouge. Ainsi le bilan thermique au pôle d'été est positif tandis qu'il est négatif au pôle d'hiver. Aux équinoxes, le maximum de chauffage s'observe autour de la région équatoriale et le minimum aux pôles. Pour qu'il y ait équilibre radiatif entre les différentes régions, une circulation diabatique se met en place et se manifeste par un soulèvement des masses d'air chaudes depuis le pôle d'été, entraînées horizontalement à travers la stratosphère d'hiver jusqu'aux environs du pôle d'hiver où la subsidence de ces masses d'air se produit. Ces mouvements diabatiques s'associent à un fort gradient de température et génèrent aussi un fort gradient de pression. Ce dernier se manifeste par des surfaces isobares dilatées au pôle d'été et comprimées au pôle d'hiver. La relation découlant de la distribution de température et la circulation zonale résulte de l'approximation géostrophique traduisant qu'en dehors des zones tropicales et en absence de frottements, le vent zonal résulte de l'équilibre entre le gradient de pression et la force de Coriolis.

$$f \cdot u = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y} \quad (1.1)$$

$f = 2\Omega \sin \varphi$ est le paramètre de Coriolis correspondant à la composante verticale du vecteur rotation de la terre et où Ω est la vitesse de rotation de la terre. L'équation générale des vents thermiques s'écrit de la manière suivante :

$$\vec{V}_T = \frac{R}{f} \ln\left(\frac{P_0}{P_1}\right) \vec{k} \wedge \vec{\nabla} T \quad (1.2)$$

Où R désigne la constante des gaz parfaits, T la température moyenne entre les surfaces isobares P_0 et P_1 et \vec{k} le vecteur unitaire de l'axe vertical. Étant donné que le gradient de température est plus important le long des méridiens que les parallèles, le terme $\vec{k} \wedge \vec{\nabla} T$ implique que les vents thermiques résultants sont dominés par la composante zonale. Dans l'hémisphère d'hiver, le gradient méridien de température est négatif et le vent thermique est donc dirigé vers l'est (vent d'ouest) ; dans l'hémisphère d'été, le gradient de température est inversé et par conséquent les vents thermiques sont orientés vers l'ouest (vent d'est). Pendant les équinoxes le transfert de chaleur du tropique vers les régions polaires est partagé et donc faible. La circulation zonale résultante se traduit par des vents d'ouest plus faible que précédemment dans les deux hémisphères.

La figure 1.1 illustre la circulation zonale des champs de vent et la distribution méridionale de la température au mois de janvier, moyennée de 1979 à 1998. Les valeurs du vent zonal sont conventionnellement positives pour les vents d'ouest et négatives pour le sens inverse. Au niveau de la moyenne et haute stratosphère, le gradient de la température est négatif du pôle d'été vers le pôle d'hiver ; ici vers le pôle d'hiver on voit apparaître un courant jet d'ouest, dit polaire, qui est centré autour de 60° N ayant des vitesses supérieures à 20 m.s⁻¹. Dans la haute troposphère- basse stratosphère entre 30° N et 30° S, on observe des courants jets subtropicaux entre les deux hémisphères. Les courants jets sont des vents forts atteignant souvent 30 m.s⁻¹ formant de réelles barrières au transport méridien à travers les différents compartiments de la stratosphère, à savoir : la zone intertropicale, la zone de surf où déferlent les ondes planétaires et la zone polaire.

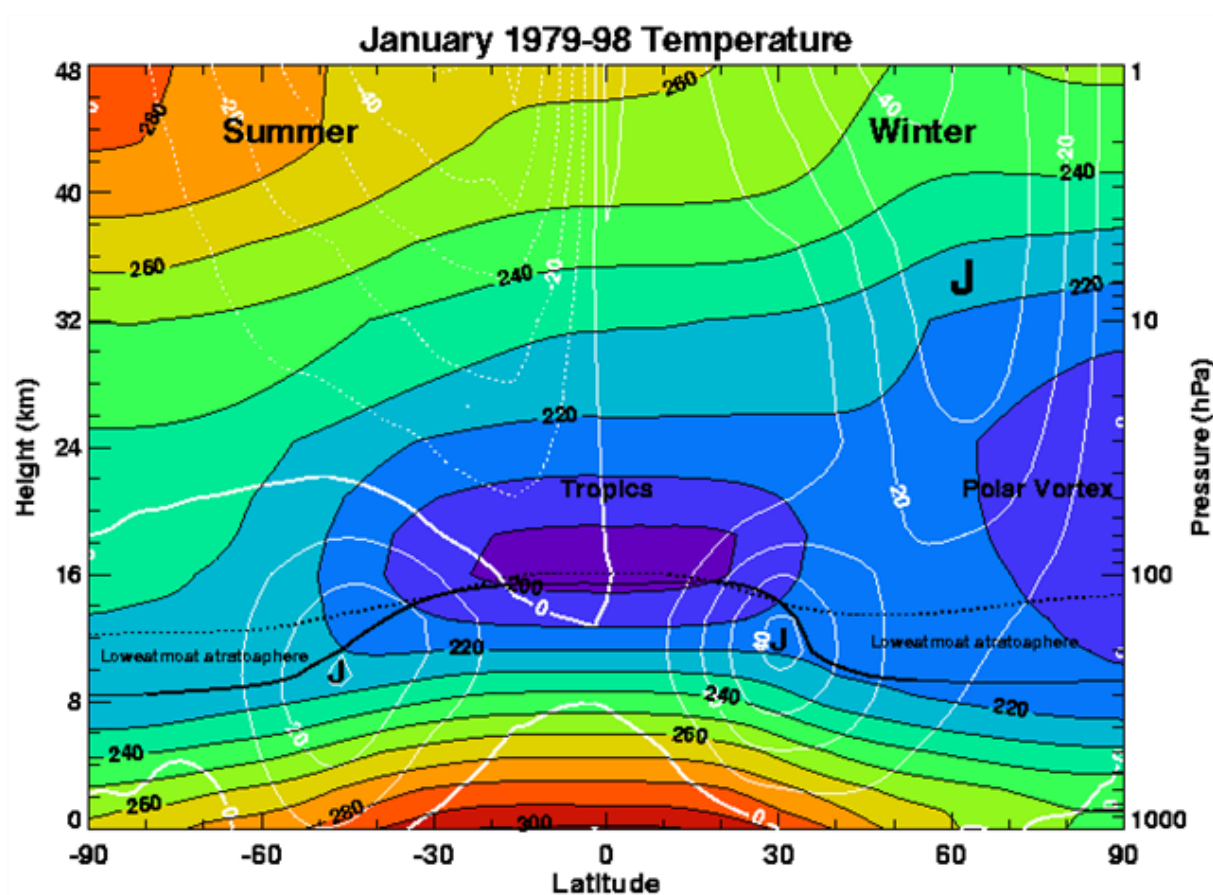


Figure 1. 1 : Moyenne des champs de vent zonaux et de température en fonction de l'altitude et de la latitude pour le mois de janvier, entre 1979 et 1998. Les contours blancs continu (pointillés) représentent la vitesse des vents d'est/ d'ouest par pas de 10 m.s⁻¹. L'échelle de couleur et les contours noirs indiquent les valeurs de la température présentées par pas de 20 K. D'après Cordero et al. (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_6/index.htm).

Pendant les nuits polaires, alors que le courant jet forme une véritable barrière du transfert d'énergie thermique entre la moyenne latitude et la région polaire, cette dernière se trouve exposée à des températures très basses dans la mesure où elle ne bénéficie plus de l'échauffement lié à l'absorption des rayonnements ultraviolet par l'ozone mais exposé à des rayonnements infrarouge. Ce refroidissement brusque entraîne un

fort gradient de température entre la région des moyennes latitudes et la région polaire, ce qui induit des vents zonaux d'ouest très intenses autour du 65° de latitude. Ces vents sont à l'origine de la formation d'un tourbillon de circulation cyclonique très rapide connu sous le nom du vortex polaire. Il est expliqué dans la section précédente que l'isolement de la région polaire par le vortex favorise la formation des PSC qui sont à l'origine de la formation du trou d'ozone après le retour du soleil au printemps.

1.3.2. Les ondes stratosphériques

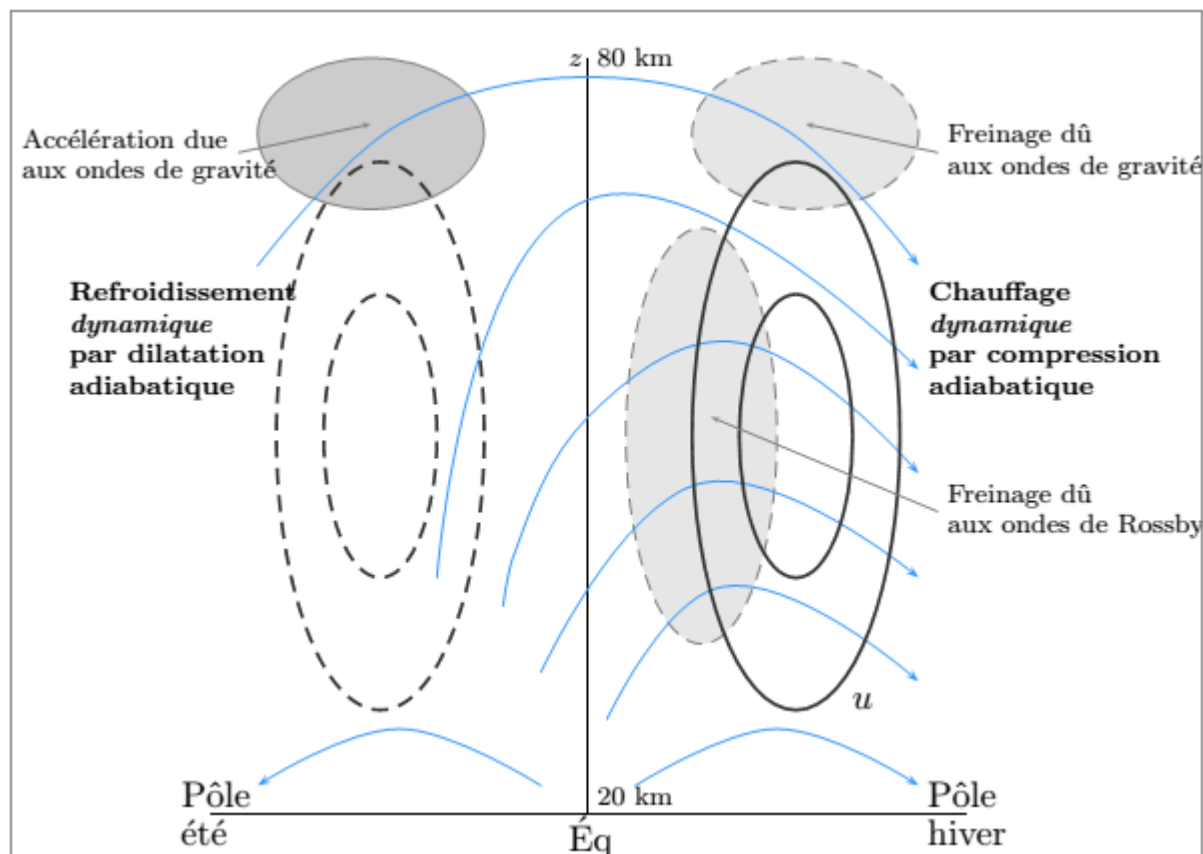


Figure 1. 2 : Représentation schématique de l'action des ondes dans l'atmosphère moyenne. Les lignes de courant de la circulation méridienne induite par le déferlement des ondes sont représentées de manière schématique (bleu). La structure du vent zonal est représentée en noir tandis que les zones grises correspondent aux zones de déferlement des ondes. D'après Saint-Martin, (2010).

Les mouvements ondulatoires jouent un rôle important sur la dynamique stratosphérique, plus précisément dans le transport des gaz traces. Ces mouvements résultent de l'interaction des forces d'inertie et de force de rappel exercées sur les parcelles des masses d'air en déplacement par rapport à leur position d'équilibre. Pour les ondes qui seront décrites dans cette section, la force de rappel (force de flottabilité) est due à la variation du paramètre de Coriolis suivant les latitudes ou à la gravité. La première est responsable de la formation des ondes de Rossby, tandis que la deuxième est à l'origine des ondes de gravité. Les ondes de gravité sont produites, lorsqu'une fluide géophysique présente une stratification stable et qu'une particule fluide est déplacée le long d'un axe qui ne soit pas horizontale (Marty, 2012). Cette particule oscille alors sous l'action d'une force de rappel appelée force de flottabilité résultante de l'action combinée de la poussée

d'Archimède et de la gravité. L'onde qui naît de cette oscillation tend à ramener la particule dans sa position initiale. Les ondes de gravité naissent alors lors du passage de masses d'air au-dessus d'un système de fronts ou de relief accidenté et se propagent de façon ascendante en transportant de l'énergie et de la quantité de mouvement vers la mésosphère où elles déferlent en engendrant un mélange des constituants. Le déferlement s'accompagne d'une turbulence et d'une dissipation d'énergie (Holton, 2004). Notons que les ondes de gravité qui se déplacent à travers le jet d'ouest dans l'hémisphère d'hiver ralentissent l'écoulement lorsqu'elles se dissipent, contribuant en conséquence à la fermeture du jet aux environs de la mésopause (Saint-Martin, 2010). Dans la basse stratosphère, les ondes de gravité contribuent au forçage de la QBO, à la modulation de la circulation méridienne de l'équateur vers les hautes latitudes de l'hémisphère d'été et à celle du vortex polaire en hiver. Les ondes de gravité ont des longueurs d'onde variables entre 10 km à 100 km avec des périodicités variables de quelques dizaines à quelques heures.

Les ondes de Rossby sont des mouvements ondulatoires dont l'initiation est due à la variation de la force de Coriolis avec la latitude agissant sur un courant zonal qui est dévié sur une direction méridienne. Lorsqu'une parcelle de masse d'air se déplace suivant les latitudes, la force due à la variation du paramètre de Coriolis associée au mouvement de la parcelle induit une variation du tourbillon relatif pour satisfaire la conservation de la vorticité absolue (Holton, 2004). Ce mécanisme conduit à des mouvements ondulatoires autour d'un cercle de la latitude d'équilibre. Il se forme alors des ondes de Rossby de grande longueur d'onde qui se propagent vers l'ouest parallèlement à la circulation zonale moyenne ou verticalement vers la stratosphère. Ces ondes de Rossby sont caractérisées par leur vitesse de phase, leur fréquence et leur amplitude. On y distingue les ondes de Rossby planétaires, les ondes de Rossby transitoires de basse fréquence et les ondes de Rossby transitoires de haute fréquence (Michel, 2012). Les ondes de Rossby planétaires sont stationnaires, elles ont une vitesse de phase nulle (mais la vitesse du groupe est non nulle) et se développent dans la troposphère par le passage des masses d'air sur des systèmes orographiques. Ce dernier est très important dans l'hémisphère du nord en raison du nombre élevé des terres et des chaînes montagneuses en comparaison de l'hémisphère sud. Par conséquent, les ondes planétaires sont de plus forte amplitude dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Notons qu'il est absolument important que la circulation soit d'ouest pour que les ondes planétaires puissent se propager de façon ascendante dans la stratosphère sur une échelle horizontale suffisamment étendue. Ainsi, toute activité ondulatoire planétaire est inhibée dans l'hémisphère d'été où la circulation est d'est (Thiéblemont, 2012). En revanche, les ondes planétaires se propagent dans l'hémisphère d'hiver dans la moyenne stratosphère où elles déferlent horizontalement aux moyennes latitudes dans la zone dite « de surf » (McIntyre et Palmer, 1984). Elles ralentissent le développement du courant d'ouest, déforment et érodent le vortex polaire, ce qui contribue à la disparition de ce dernier au printemps (dans l'hémisphère nord). Étant donné que les ondes planétaires ont de fortes amplitudes dans l'hémisphère nord, le vortex polaire est fortement perturbé et les masses d'air polaire peuvent bénéficier de la chaleur par transfert thermique avec les latitudes moyennes. Si les ondes planétaires possèdent un nombre d'onde supérieur à 1, les mouvements ondulatoires sont renforcés par rapport à la normale ce qui provoque un échauffement stratosphérique soudain (Shepherd, 2000 ; Mbatha

et al., 2010 ; Holton, 2004, Bencherif et al., 2007, Semane et al., 2006). Ce mécanisme limite la formation des PSC, ce qui réduit la destruction de l'ozone en Arctique au printemps. Au niveau de l'hémisphère sud, des ondes planétaires de nombre d'onde 1 à 3 peuvent parfois se former et provoquer une destruction prématurée du vortex et un réchauffement soudain de la région polaire. Ce fut le cas de 2002 (voir figure 1.3) lorsque le trou d'ozone s'est divisé en deux suite à la déformation du vortex polaire par une onde planétaire d'ordre 2 (Baldwin et al., 2003 ; Weber et al., 2003 ; Allen et al., 2003).

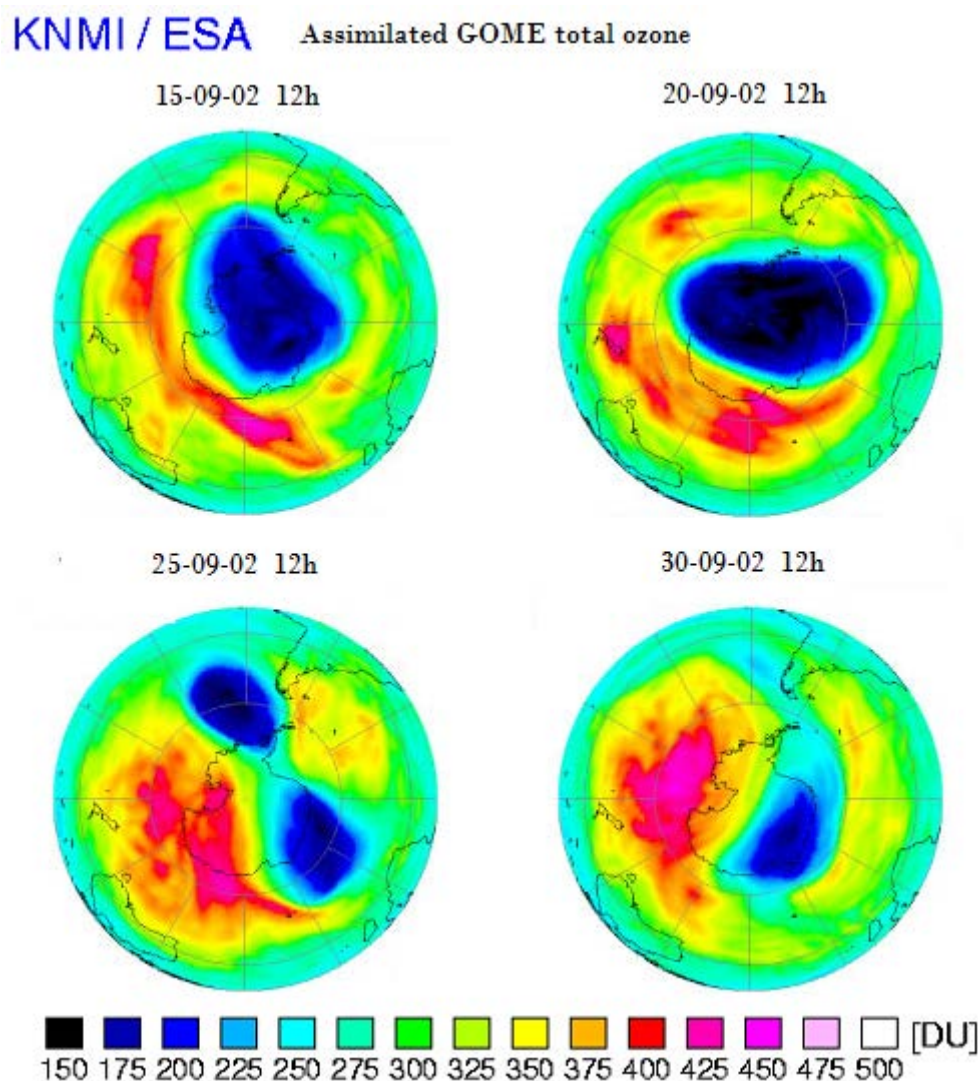


Figure 1. 3 : Colonnes totales de l'ozone au-dessus de l'Antarctique observées les 15, 20, 25 et 30 septembre 2002 par GOME. Le trou d'ozone s'est divisé le 25 septembre suite à l'action d'une onde planétaire d'ordre 2 ayant permis la division du vortex en deux. D'après Baldwin et al. (2003).

1.3.3. La circulation de Brewer-Dobson

La circulation de Brewer-Dobson, ou circulation méridienne générale des masses d'air, a été mise en évidence pour la première fois par le physicien Dobson en 1949, à partir d'un spectromètre mesurant la

colonne totale de l'ozone. À partir de ses mesures, il a réussi à faire une description du cycle saisonnier de l'ozone dans sa distribution méridienne et comprendre pourquoi l'ozone formé majoritairement dans les tropiques, se trouve en grande quantité dans les moyennes et haute latitudes. Brewer et Dobson proposèrent l'existence d'une circulation méridionale lente qui est à l'origine du transport d'ozone des tropiques vers les hautes latitudes. Cette circulation dite de Brewer-Dobson est schématisée à la figure 1.4. Elle est constituée de trois parties : un mouvement ascendant des masses d'air dans la zone intertropicale qui est d'ailleurs le prolongement de la branche ascendante de la cellule de Hadley troposphérique, suivi d'une advection par transport isentropique vers les moyennes et haute latitudes de l'hémisphère d'hiver et enfin d'une lente subsidence vers la troposphère aux latitudes moyennes et polaires.

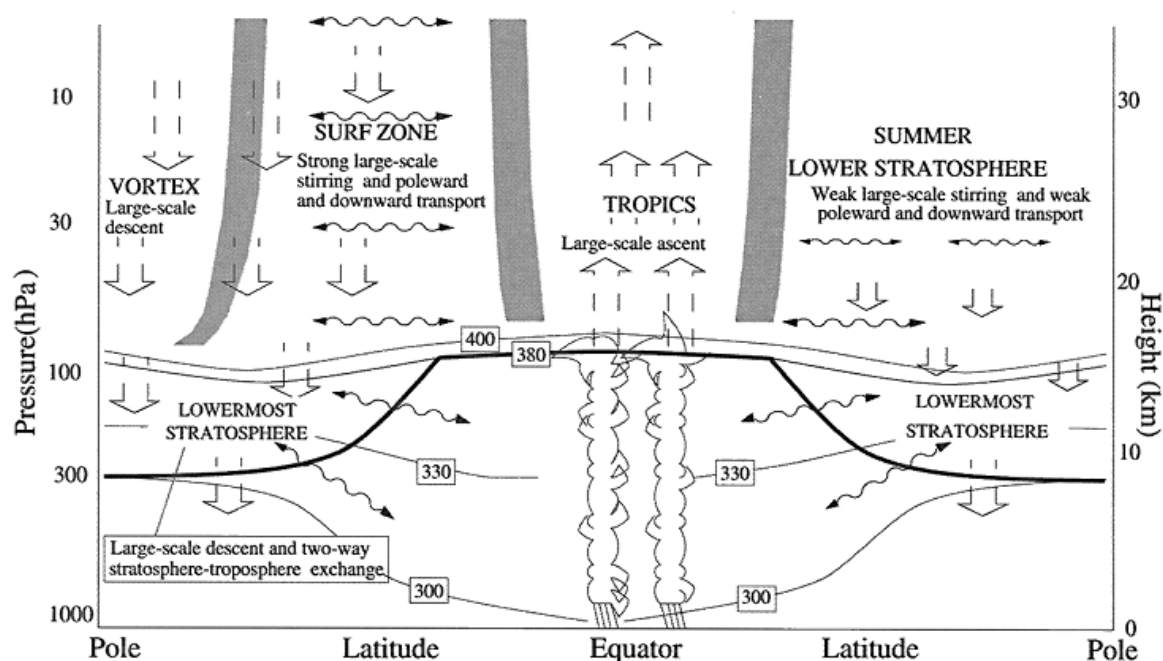


Figure 1. 4 : Schéma conceptuel des principales régions de la basse et moyenne stratosphère, expliquant le mécanisme de transport méridien dans l'hémisphère d'hiver (à gauche) et dans l'hémisphère d'été (à droite). Les flèches larges indiquent le transport diabatique et les flèches ondulées caractérisent le transport isentropique. Les traits fins représentent les surfaces isentropes (300 K, 330 K, 380 K, et 400 K) et le trait gras indique la tropopause. D'après MWO/OMM, (1998).

Le retour des masses d'air vers les tropiques se fait dans la basse stratosphère et via la troposphère suite aux intrusions d'air stratosphérique dans la troposphère aux basses latitudes. Le temps de transit d'une masse d'air à travers la stratosphère est typiquement de l'ordre de quelques années (Waugh et Hall, 2002). Cette circulation décrit non seulement le cycle saisonnier de l'ozone dans sa distribution méridienne mais aussi de toutes les espèces chimiques stratosphériques d'une durée de vie relativement longue.

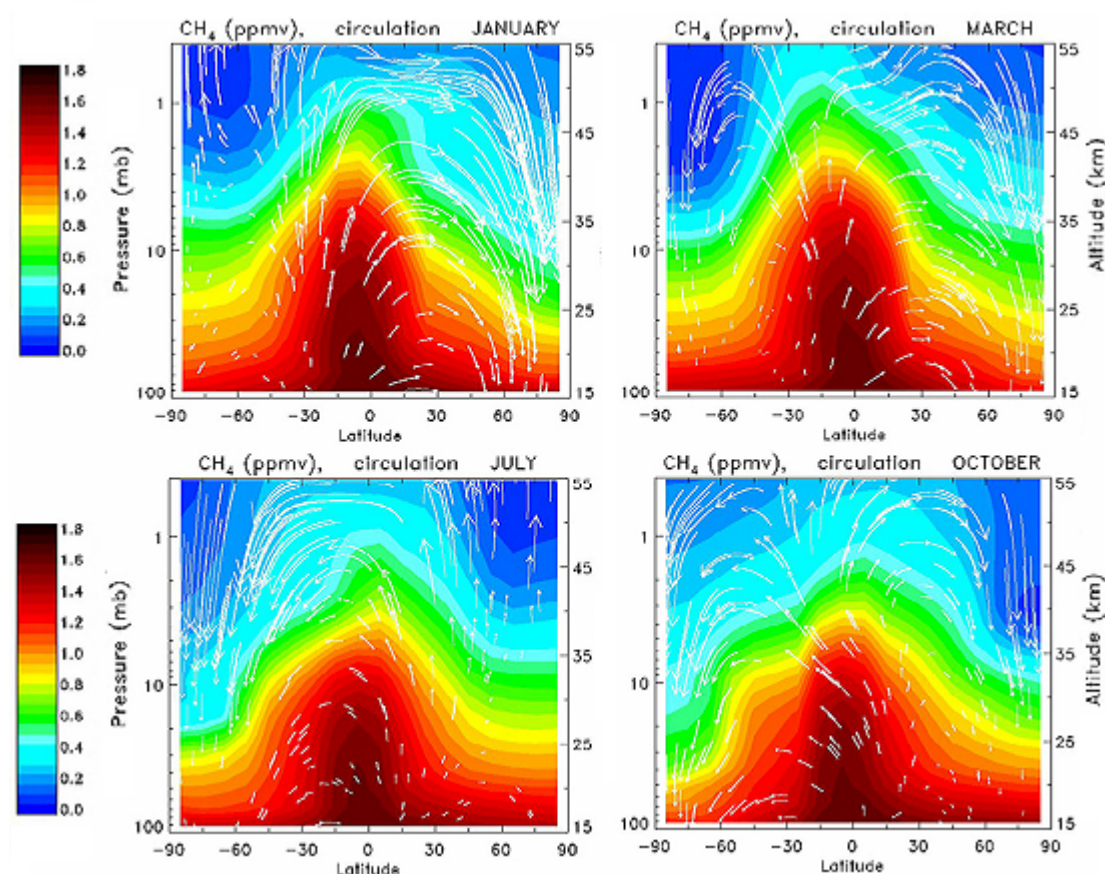


Figure 1. 5 : Distribution de la moyenne zonale du rapport de mélange de méthane (ppmv) suivant l'altitude et la latitude pour le mois de janvier, mars , juillet et octobre. Les flèches blanches indiquent le sens du transport des masses d'air. D'après Cordero et al (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_6/index.htm).

La figure 1.5 est une illustration de la circulation de Brewer-Dobson à partir de la distribution méridienne du CH_4 , un composé chimique de longue durée de vie. Les flèches blanches indiquent le sens d'orientation et l'intensité de la circulation. La figure 1.5 est composée de 4 images représentant chacun une saison. Les contours présentés montrent que le rapport de mélange du méthane diminue avec l'augmentation de l'altitude ce qui indique que ce traceur est d'origine troposphérique, mais il est transporté vers la stratosphère. Pour une altitude donnée, la quantité de méthane enregistrée dans les tropiques est plus élevée et diminue au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. Cette observation illustre le fait que la branche ascendante de la circulation de Brewer-Dobson se fait au niveau des tropiques et que la phase descendante se fait au-delà, plus précisément au-dessus de la région polaire où les contours s'affaissent avec l'altitude. Aux mois de juillet et janvier représentant respectivement l'hiver dans l'hémisphère sud et nord, le transport du pôle d'été vers l'hémisphère d'hiver s'intensifie dans la haute stratosphère. Par contre il est réduit en moyenne stratosphère. En revanche, la subsidence observée dans la haute stratosphère du pôle d'hiver est très intense ce qui traduit un fort gradient vertical de méthane. Aux mois d'octobre et mars représentant le printemps respectivement dans l'hémisphère sud et nord, le transport s'effectue avec modération des tropiques vers les pôles des deux hémisphères. Toutefois, l'activité est assez intense dans l'hémisphère nord en mars et dans l'hémisphère sud en octobre. Notons que le transport vers les pôles au printemps est faible

par rapport à celui observé en hiver. Ceci s'explique du fait que le moteur de cette circulation repose sur le déferlement et la dissipation des ondes et essentiellement celle de Rossby dont l'activité est très développée en période hivernale (Weber, 2011).

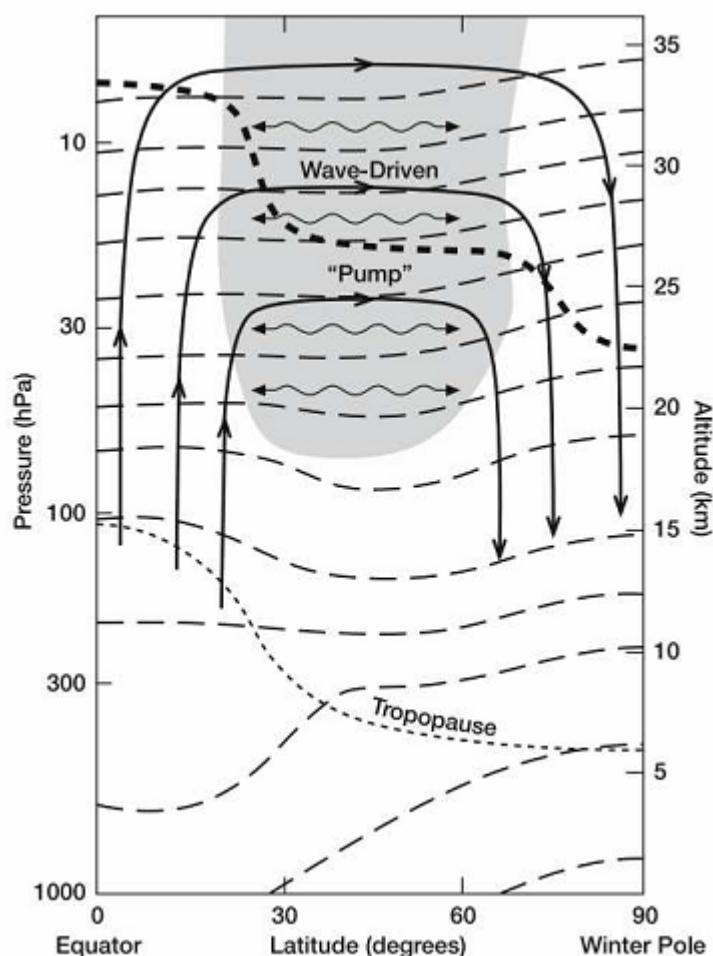


Figure 1. 6 : Diagramme schématisant la circulation induite par les ondes caractérisée par les lignes noires fléchées dans la stratosphère en hiver. La zone grise indique la zone de surf où déferlent les ondes et les longs tirets caractérisent les surfaces isentropes. Les lignes en tirets gras représentent les lignes iso-rapport de mélange d'un composant de gaz de trace à longue durée de vie tandis que la ligne pointillée caractérise la tropopause. D'après Holton et Alexander, (2000).

L'action induite par les mouvements ondulatoires dans la moyenne atmosphère est schématisée sur la figure 1.6, elle constitue les « poumons » de la circulation de Brewer Dobson. En effet, aux moyennes latitudes de l'hémisphère d'hiver se trouve une région appelée zone de surf (McIntyre et Palmer, 1984) créée à partir du déferlement des ondes planétaires qui sont à l'origine de la circulation induite par les ondes (Shepherd, 2000). Le déferlement se produit lorsque l'amplitude des ondes stratosphériques augmente jusqu'à un stade de saturation où l'écoulement devient dynamiquement instable. Ce déferlement des ondes dans cette région conduit à la formation d'un pompage extratropical à grande échelle, qui permet de transporter des masses d'air riches en gaz trace stratosphérique depuis les tropiques vers les hautes latitudes à travers la zone de surf. Lorsque les ondes se dissipent durant le déferlement, les composés stratosphériques sont entraînés dans une direction opposée à celle de la circulation générale (écoulement d'ouest). La force de Coriolis joue alors un rôle de compensation de cet entrainement dans le but d'assurer la conservation du moment angulaire en induisant des mouvements méridiens conduisant par la suite les masses d'air vers le pôle. La circulation de Brewer-Dobson est donc le résultat d'une action combinée entre transfert saisonnier des masses d'air de façon diabatique (mouvement ascendant par convection ou subsidence par intrusion

respectivement aux tropiques et dans les hautes latitudes), adiabatique (transport par advection à travers les surfaces isentropiques) et par pompage dû au déferlement des ondes planétaires à la zone de surf (Thiéblemont, 2012). Par conséquent, la circulation de Brewer-Dobson est de plus forte intensité dans l'hémisphère nord où l'activité des ondes planétaires est très importante, par rapport à l'hémisphère sud. En hiver, une parcelle d'air peut être transportée du tropique vers les moyennes latitudes dans l'hémisphère sud, alors que dans l'hémisphère nord, la parcelle d'air peut atteindre la région arctique (Kirgis, 2008).

1.3.4. Indice de mesure de la circulation méridienne

Dans cette section, nous allons décrire deux indicateurs permettant de mesurer l'importance de la circulation de Brewer-Dobson sur le transport des gaz traces à longue durée de vie. Il s'agit de l'âge de l'air et la vorticité potentielle. L'objectif est de décrire l'utilité de ces indicateurs sur l'analyse de la variabilité de la circulation de Brewer-Dobson.

1.3.4.1. L'âge de l'air

L'âge de l'air est communément utilisé comme indice de quantification de la circulation de Brewer-Dobson. il est défini comme étant la durée de vie d'une particule dans la stratosphère depuis son entrée à travers la tropopause (Waugh et Hall, 2002 ; Stiller et al., 2008; Diallo et al., 2012). De ce fait, comme chaque parcelle d'air est un mélange de particule ayant historiquement des âges différents, l'âge d'une parcelle d'air est alors la moyenne des âges des différentes particules (Hall et Plumb, 1994; Stiller et al., 2012). Son spectre, appelé communément âge moyen de l'air, caractérise la variabilité et la distribution du mélange des composants dans la stratosphère. Cependant, l'analyse de la moyenne zonale de l'âge moyen de l'air dans sa distribution méridionale permet d'avoir une idée sur la force et la variabilité de la circulation de Brewer-Dobson ou des flux ascendants (Li et al., 2012 ; Waugh et Hall, 2002). L'âge moyen de l'air stratosphérique peut être dérivé à partir des espèces traces qui sont stables dans la troposphère et dans la stratosphère et ayant idéalement une tendance linéaire. L'un des traceurs répondant à ces critères est l'hexafluorure de sulfate (SF₆), donc fortement utilisé pour analyser l'âge moyen de l'air (Stiller et al., 2008). Ce traceur est d'origine anthropogénique, sa durée de vie est estimée à 3000 ans dans la stratosphère et elle présente une inertie chimique avec une tendance linéaire dans le temps (Stiller et al., 2008)

La figure 1.7 présente la distribution de la moyenne zonale de l'âge moyen de l'air en fonction de la latitude et de l'altitude. Il s'agit des données de l'âge moyen de l'air r -analysée (ERA-Interim). On remarque ici que l'âge moyen de l'air est faible au niveau de la tropopause, il augmente dans la stratosphère avec l'augmentation de la latitude et de l'altitude mettant en évidence l'implication effective de la circulation de Brewer-Dobson sur son évolution. On remarque que les contours d'âge moyen suivent la tropopause sauf aux tropiques où ils se courbent vers le haut en raison des mouvements ascendants dans cette région. Les parcelles d'air pénètrent par convection dans la stratosphère à travers la tropopause tropicale et ceci durant la phase ascendante de la circulation de Brewer-Dobson. Puis la branche ascendante

de la BDC au-dessus de 22 km dans les tropiques permet l'ascension des parcelles d'air de jeune moyen âge vers la moyenne stratosphère.

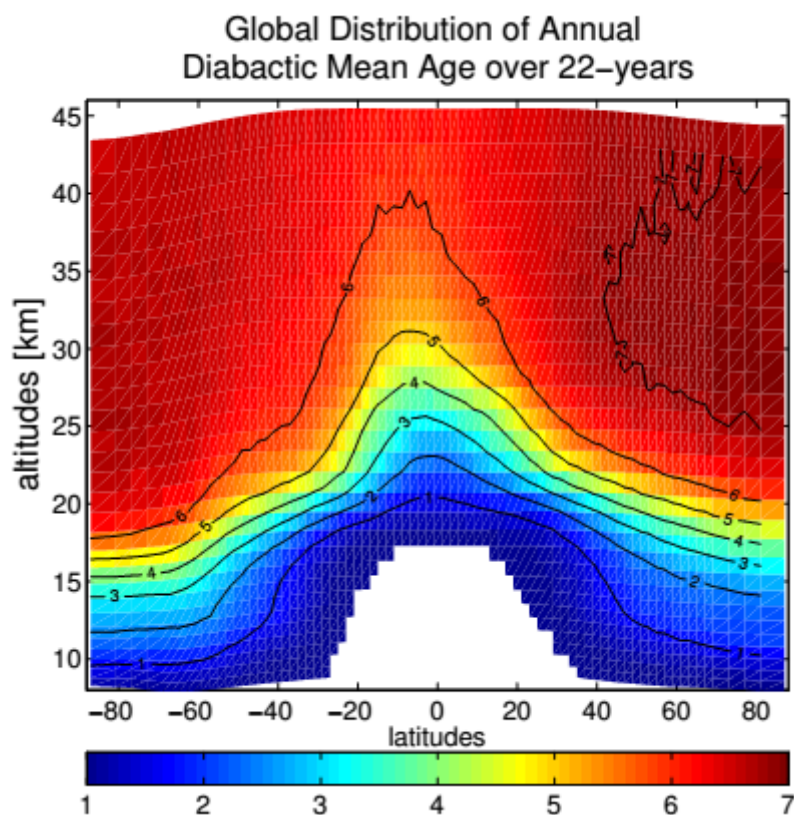


Figure 1. 7 : Distribution de l'âge de l'air stratosphérique (en année) moyenné sur 22 ans (1989-2010) en fonction de la latitude et de l'altitude. D'après Diallo et al. (2012).

Notons que la densité de l'air diminue avec l'augmentation de l'altitude et elle est donc faible dans la haute stratosphère (cf. figure 0.1). Ainsi, 90% des masses d'air entrant dans la stratosphère n'atteignent pas la haute stratosphère (Morris et al.). Ces masses d'air sont transportées par advection vers les moyennes et hautes latitudes où elles subsident principalement en hiver durant la phase descendante de la circulation de Brewer-Dobson. Cependant, les parcelles d'air relativement jeunes en provenance des tropiques vont s'agglutiner avec les masses d'air dans les hautes latitudes dont l'âge est supérieur à 5 ans (figure 1.7). Dans les hautes altitudes de l'hémisphère nord, les parcelles d'air ont un âge moyen élevé, soit supérieur à 7 ans. Ce phénomène est une conséquence d'une activité ondulatoire très développée dans l'hémisphère nord qui s'opère lors du transport par advection des parcelles d'air vers les pôles caractérisant la 2^{ème} phase de la circulation de Brewer-Dobson. Cependant, une modification significative de la variation de l'âge moyen dans la stratosphère serait synonyme d'un changement de comportement de la circulation de Brewer-Dobson. L'observation dans la stratosphère des masses d'air très jeunes par rapport à la normale signifierait une accélération de la circulation de Brewer-Dobson, tandis qu'une décélération serait caractérisée par la présence dans l'atmosphère des parcelles d'air d'âge supérieur à la normale. Dans le contexte actuel du réchauffement climatique, lié à l'augmentation des gaz à effet de serre, les parcelles d'air arrivant dans la stratosphère sont transportées rapidement. Elles sont donc observées plus jeunes par rapport à la normale.

Ceci traduit une accélération de la circulation de Brewer-Dobson. Notons qu'une telle accélération a un impact majeur sur la tendance de la couche d'ozone actuelle (WMO/OMM, 2010 et 2014; Randel et Thompson, 2011). Une accélération de la circulation de Brewer-Dobson dans la stratosphère, induite par le réchauffement troposphérique, aurait pour effet de réduire le contenu de l'ozone en région tropicale et d'accroître les quantités d'ozone à l'échelle globale, tandis qu'une augmentation de la vapeur d'eau stratosphérique et une baisse de température dans les régions polaires pourraient augmenter temporairement la perte d'ozone liée aux processus de chimie hétérogène.

1.3.4.2. La vorticité potentielle

La vorticité potentielle (tourbillon potentiel d'Ertel) est une grandeur utilisée pour examiner les mouvements atmosphériques (Lait, 1994). Son utilisation dans les études stratosphériques a eu une forte popularité pour l'analyse du transport des masses d'air à travers les surfaces isentropiques. Les surfaces isentropiques sont des champs de surfaces où la température potentielle est partout la même. Avant de donner l'expression du vorticité potentielle, il est nécessaire de commencer par décrire la notion de température potentielle θ , définit comme suit :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p} \quad (1.3)$$

Où T , P_0 , P , R , et C_p désignent respectivement la température (K), la pression standard au niveau 0 (1015 hPa), la pression, la constante des gaz parfaits et la chaleur massique à pression constante. R et C_p sont exprimés en $\text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. La température potentielle est définie comme étant la température qu'aurait une parcelle d'air lors d'une transformation adiabatique qui la ramène à la pression P_0 . Notons que la plupart des mouvements atmosphériques peuvent être considérés adiabatiques sur une échelle de temps limitée entre 10 et 20 jours dans la stratosphère où la température potentielle présente une forte stabilité verticale due à son augmentation avec l'altitude. De ce fait, le transport des masses d'air par advection dans la stratosphère des tropiques vers le pôle (traduisant la deuxième phase de la circulation de Brewer-Dobson) s'effectue principalement le long des surfaces de température potentielles constante et peut être analysé à partir de la vorticité potentielle (Butchart et Remsberg, 1986). Cette dernière est exprimée en PVU (Potentiel Vorticity Unit, $1\text{PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$) et son expression mathématique est la suivante :

$$PV = g \left\{ \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta + f \right\} \left| \frac{\partial \theta}{\partial p} \right| \quad (1.4)$$

Dans cette expression, g et f caractérisent respectivement l'accélération de pesanteur ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) et le paramètre de Coriolis (s^{-1}), tandis que u et v sont les composantes zonale et méridienne de la vitesse du vent. De ce fait, la vorticité potentielle est reliée à une stabilité statique. Nous tenons à rappeler que le paramètre de Coriolis est proportionnel au sinus de la latitude. Ainsi, la vorticité potentielle est conventionnellement

positive dans l'hémisphère nord et change de signe au niveau de l'équateur, donc négative dans l'hémisphère sud. Il est évident à travers l'équation 1.4 que la température potentielle est un facteur important de la vorticité potentielle. Lorsqu'on examine une parcelle d'air atmosphérique subissant une transformation adiabatique et sans frottement, la vorticité potentielle se conserve, ce qui permet d'identifier et de suivre le déplacement des masses d'air durant le processus du transport isentropique. De plus, vu que les surfaces isentropes sont très rapprochées dans la stratosphère que dans la troposphère et que la stabilité verticale augmente très fortement de la tropopause vers la haute stratosphère, la vorticité potentielle a une valeur absolue beaucoup plus importante dans la stratosphère que dans la troposphère où sa valeur est généralement évaluée à moins de 1 PVU. En s'appuyant sur cette propriété, Reed, (1955) a introduit la notion de tropopause dynamique basée sur un seuil de vorticité potentielle variant entre 1 et 2 PVU. A partir de l'analyse de la variabilité de ce traceur dynamique, il est alors possible de différencier les masses d'air troposphériques des masses d'air stratosphériques.

La déformation rapide et irréversible des champs de vorticité potentielle au sein des surfaces isentropes est considérée comme une conséquence du déferlement d'ondes de Rossby planétaire (McIntyre et Palmer, 1983). Or ce déferlement dans la zone de surf s'accompagne de filamentations importantes, suivies de mélange par diffusion de petite échelle qui tend à homogénéiser les concentrations dans les parcelles d'air sur un plan quasi-horizontale (Kirgis, 2008). En hiver et au printemps le phénomène de déferlement crée une zone de mélange assez large au niveau des latitudes moyennes. Cette large zone de mélange est limitée à ses bords par des régions dites de barrières dynamiques de mélange ou barrière dynamique subtropicale/haute latitude, caractérisées par des variations brusques de propriétés dynamiques et chimiques. Cette barrière dynamique isole les masses d'air tropical des moyennes latitudes, ce qui conduit à de forts gradients de vorticité potentielle entre les deux régions.

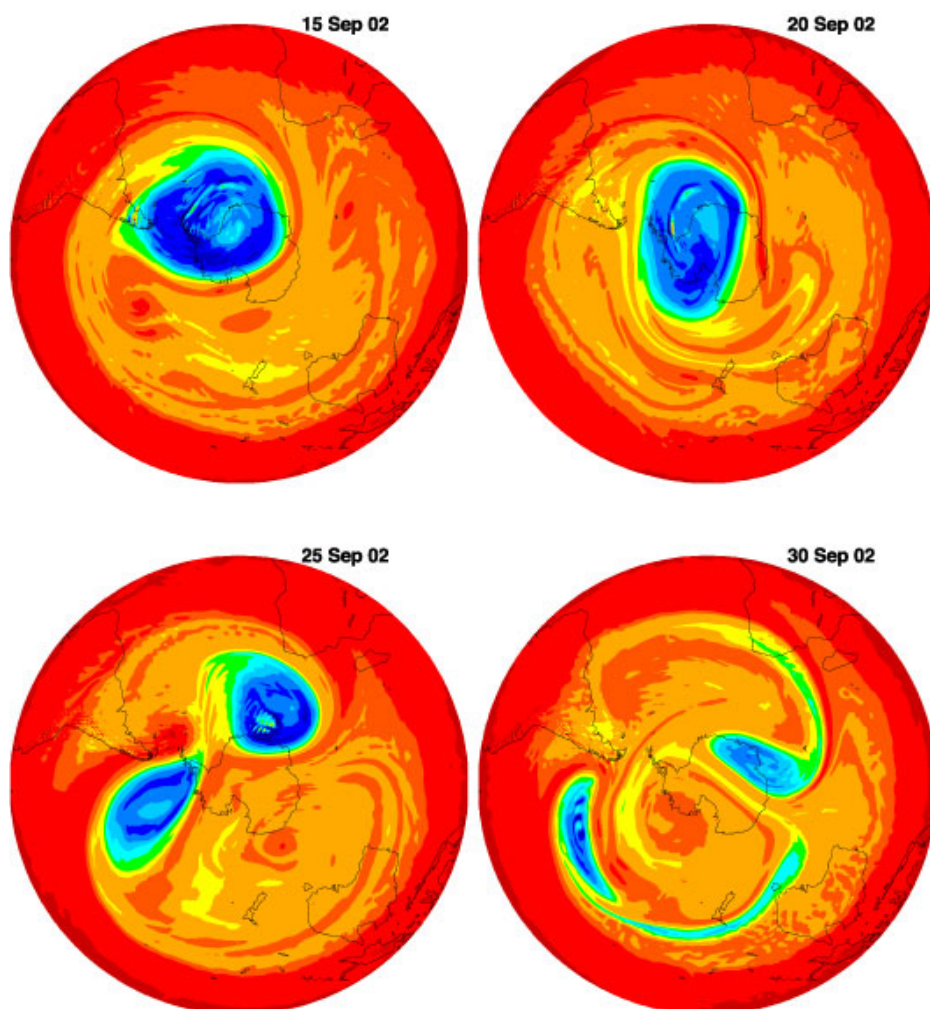


Figure 1. 8 : Vorticité potentielle sur la surface isentrope 850 K (proche de 10 hPa) pour l'hémisphère sud aux dates indiquées durant le mois de septembre 2002. Le vortex polaire correspond aux valeurs de vorticité potentielle représentée en bleue. D'après Baldwin et al. (2003).

Nous pouvons dire d'après ce qui précède que l'identification et l'analyse des filaments stratosphériques, des barrières de mélanges, des échanges troposphère-stratosphère et des échauffements stratosphériques soudains en hiver peuvent être réalisés en s'appuyant sur l'analyse des champs de vorticité potentielle (Portafaix et al., 2003; Kirgis, 2008; Baldwin et al., 2003). La figure 1.8 présente des images des champs de vorticité potentielle sur la surface isentrope 850 K. Il s'agit d'une représentation de la situation observée en Antarctique le mois de septembre 2002, suite à la déformation du vortex polaire par une onde planétaire d'ordre 2. Rappelons que cet événement a conduit à une réduction de la surface du trou d'ozone de 20 millions de km² à moins de 5 millions de km². On peut visualiser à travers la figure les différentes étapes de la scission du vortex polaire et le mélange entre les masses d'air en provenance des moyennes et hautes latitudes. La carte PV du 15 septembre met en évidence un vortex polaire caractérisé par des valeurs importantes de PV (indiqué en bleu dans la figure) avec un fort gradient au sein du courant jet d'ouest associé aux vortex. En dehors du vortex, aux moyennes latitudes, les gradients de PV sont faibles, traduisant le mélange entre les masses d'air en provenance des moyennes et hautes latitudes. La carte du 20 septembre met en évidence un vortex polaire allongé comme étant dans un état préconditionné à être divisé. On voit

sur la carte du 25 septembre, la scission du vortex en 2 parties et l'occupation des masses d'air chaudes au-dessus de l'Antarctique.

1.4. Forçages dynamiques influant sur la variabilité de l'ozone

La circulation stratosphérique en régions tropicale et subtropicale est modulée par plusieurs oscillations majeures ayant une influence sur la variabilité et le transport des gaz traces en général et de l'ozone en particulier. Parmi les principales oscillations, on note les oscillations annuelles et semi-annuelles, la QBO, l'ENSO et l'activité du cycle solaire. Dans cette section, nous allons réaliser une description de ces oscillations. L'influence de ces dernières sur la variabilité de l'ozone sera analysée et discutée aux chapitres 3, 4 et 5 du présent manuscrit.

1.4.1. Les oscillations annuelles (AO)

Les oscillations annuelles caractérisent le mécanisme traduisant les variations saisonnières du temps et du climat, à l'origine de la distribution annuelle de l'ozone. Ce mécanisme est complexe car il ne tient pas compte seulement de la capacité atmosphérique de production et de destruction de la molécule d'ozone mais aussi du transport. Il peut être traduit comme étant l'ensemble des processus intervenants sur la dynamique et la chimie de l'ozone dans son cycle annuel. Le moteur essentiel de la distribution annuelle de l'ozone est la circulation de Brewer-Dobson qui peut être résumée comme étant une action combinée entre mouvement ondulatoire (gravité et Rossby planétaire) et transfert radiatif. On distingue différents réservoirs atmosphériques dans lesquels se déroulent ces activités saisonnières. Dans cette section nous allons décrire les principales activités saisonnières observées dans chacun de ces réservoirs au niveau de la stratosphère.

Le réservoir stratosphérique tropical. Il se délimite en moyenne sur bande latitudinale de $\pm 20^\circ$, et il constitue « l'usine » principale de production de l'ozone, avec une activité très élevée en été en raison de l'arrivée d'une importante quantité d'énergie solaire (rayonnement ultraviolet principalement) permettant la formation massive de l'ozone par réaction photochimique. Toutefois, les masses d'air riches en ozone de cette région vont être transférées rapidement vers les moyennes latitudes.

La zone de surf des moyennes latitudes. Cette région est séparée de la région tropicale par les barrières dynamiques subtropicales. Elle s'étend entre 30° - 60° de latitude. Cette région est marquée par une activité ondulatoire très intense principalement en hiver quand le vent zonal est d'ouest permettant la propagation des ondes planétaires dans la moyenne atmosphère. Cette région est caractérisée par la subsidence diabatique des parcelles d'air, et le transport horizontal induit par le déferlement des ondes planétaires. Le déferlement conduit à de forts mélanges des masses d'air. Ainsi, la subsidence et le mélange des masses d'air riches en ozone augmentent la colonne totale de l'ozone dans cette région. En hiver, le déferlement des ondes se fait strictement dans la zone de surf dans la mesure où les moyennes latitudes sont séparées

de la région polaire par le vortex, ce qui limite le transfert de l'ozone de la moyenne latitude vers la région polaire. Ainsi, l'ozone transporté horizontalement par advection dans la zone de surf à travers les surfaces isentropes, s'accumule en hiver en bordure du vortex polaire. En l'absence du vortex polaire durant l'été, la zone de mélange est étalée jusqu'au pôle et le transport des masses d'air riches en ozone de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver se fait essentiellement par transfert thermique.

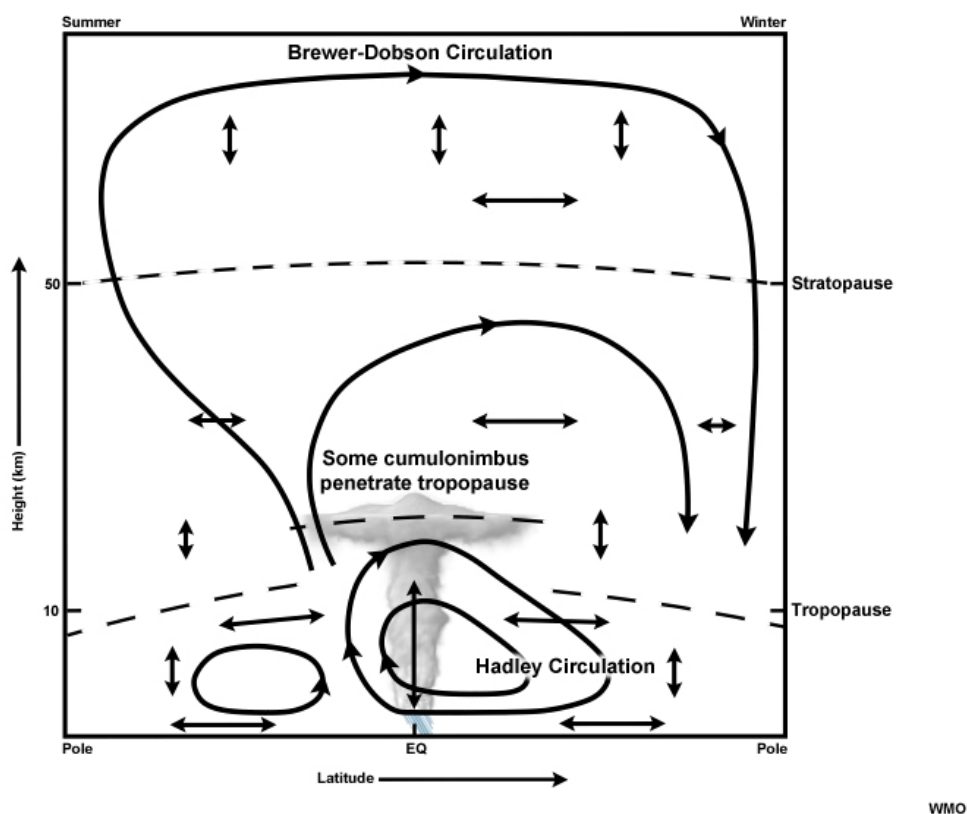


Figure 1. 9 : Schéma traduisant la circulation des masses d'air entre les différents réservoirs de la stratosphère. D'après WMO/OMM, (1985).

Le pôle. Le pôle d'hiver se différencie fortement du pôle d'été. Le bilan radiatif au pôle d'été est positif alors qu'il est négatif au pôle d'hiver. Par conséquent, nous assistons à un transport de chaleur depuis le pôle d'été vers l'hémisphère d'hiver, donc à une restitution des masses d'air riches en ozone au pôle d'hiver par le pôle d'été. En hiver, la région polaire se constitue en un réservoir cumulant l'ozone déposé lors de la phase descendante de la circulation de Brewer-Dobson. Dès l'arrivée du Soleil au printemps, une succession des réactions catalytiques se produisent, détruisant l'ozone. Ceci traduit la phase finale du cycle annuel de l'ozone.

Dans la haute troposphère et la basse stratosphère (UT-LS). Ici des oscillations saisonnières participantes au bilan annuel de l'ozone stratosphérique sont observées. Il s'agit du transfert convectif de l'ozone troposphérique vers la stratosphère en été (phase ascendante de la cellule de Hadley), et la subsidence de l'ozone stratosphérique dans la troposphère par intrusions de haut en bas, en hiver.

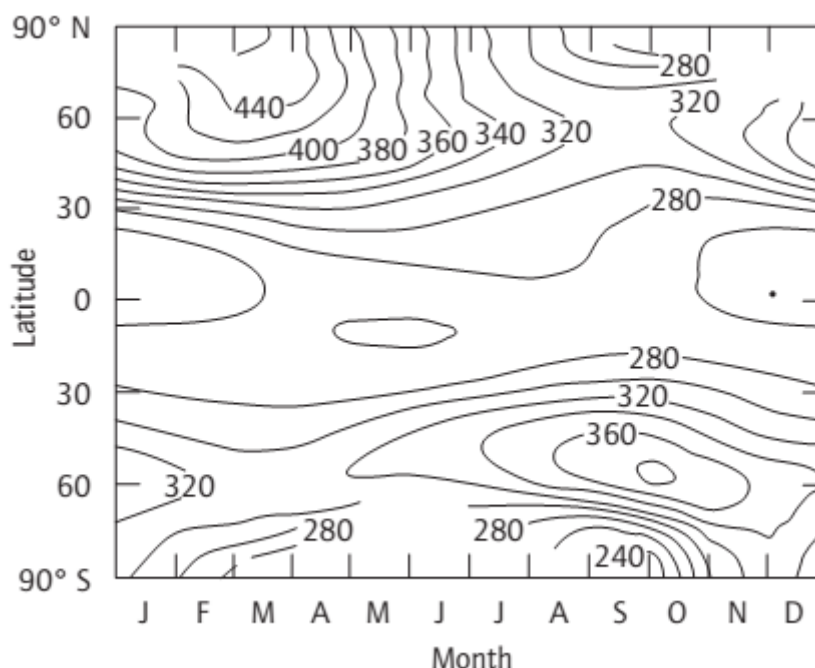


Figure 1. 10 : Distribution annuelle de la colonne totale de l'ozone (DU) à l'échelle globale. D'après Mackenzie, (2003).

Les processus décrits sur ces différentes régions atmosphériques caractérisent le cycle (formation et destruction) et la distribution annuelle de l'ozone à l'échelle globale. La figure 1.10 présente la distribution annuelle de l'ozone à l'échelle globale. On remarque que la concentration de l'ozone n'est pas homogène à l'échelle globale. Le minimum d'ozone s'observe dans la région tropicale ; la colonne totale d'ozone augmente avec l'augmentation de la latitude jusqu'aux environs de 60° (au sud) où prend naissance le vortex polaire en hiver, isolant la région polaire du reste de l'hémisphère. Il s'observe à cet effet un cycle annuel de l'ozone dans sa distribution méridienne qui se traduit par un maximum à la bordure des moyennes latitudes. L'ozone diminue ensuite progressivement aux tropiques et en région polaire. Le minimum annuel s'observe en Antarctique au printemps avec la formation du trou d'ozone caractérisé par des valeurs inférieures à 220 DU. Pour la distribution temporelle, les oscillations annuelles se caractérisent par une variation saisonnière marquée par un minimum en été/automne et un maximum en hiver/printemps.

1.4.2. Les oscillations semi-annuelles (SAO)

Description

Les oscillations semi-annuelles (SAO) dans la stratosphère ont été mises en évidence pour la première fois par Reed, (1962), à partir d'une analyse des champs de température en région équatoriale. Reed, (1966) a démontré par la suite que ces SAO d'origine équatoriale puisent leur source de la variation du vent zonal au niveau de la stratopause où le vent zonal équatorial présente une alternance semi-annuelle entre les écoulements d'est et d'ouest. Par la suite, une autre oscillation semi-annuelle est observée au-

dessus de la région polaire à partir d'une analyse des données de fusées sondes, et par analyse des données d'ozone obtenues par radiosondage (Loon, 1967 ; Angell et Korshover, 1970)..

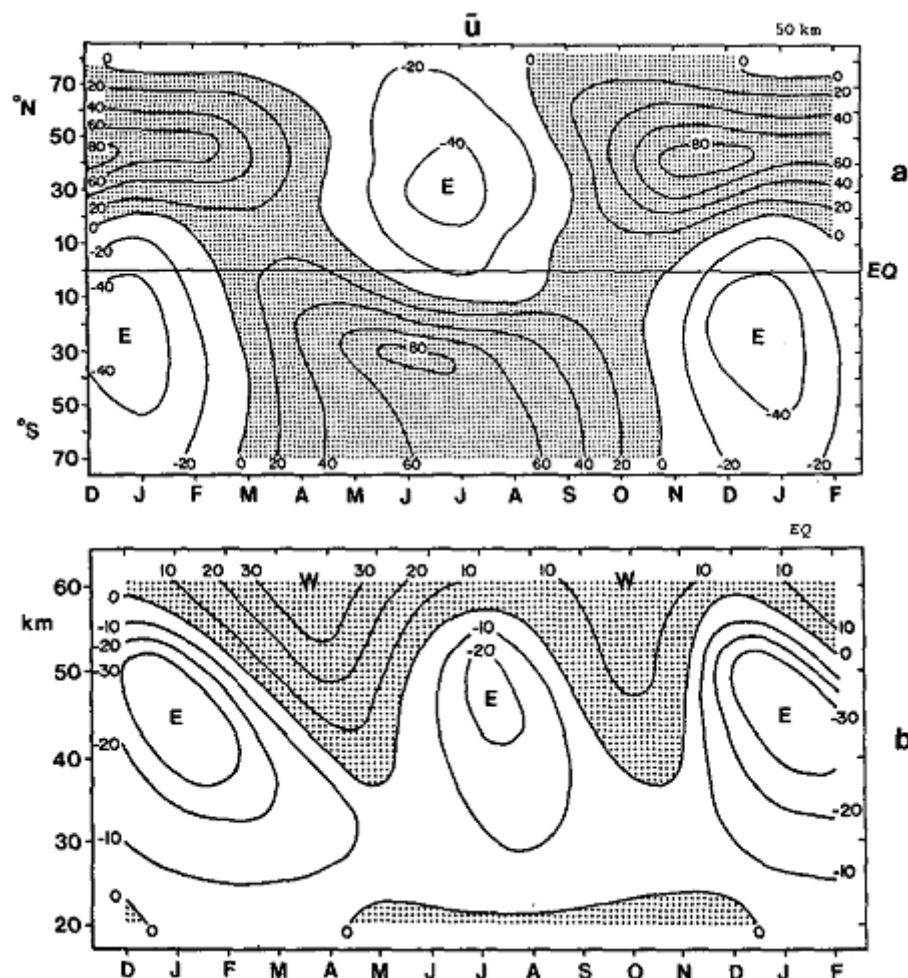


Figure 1.11 : (a) Distribution saisonnière de la vitesse du vent zonal (u) à 50 km. (b) Variation saisonnière du vent zonal (u) à l'équateur en fonction de l'altitude. D'après Belmont et al. (1975)

Les oscillations semi-annuelles du vent zonal ont cependant une influence globale avec une amplitude maximale aux environs de la stratopause en région équatoriale où la composante semi-annuelle maximale des vents d'ouest (est) apparaît juste après les équinoxes (solstice) et se propage de façon descendante vers la moyenne stratosphère (Hirota, 1978 ; Dunkerton, 1982). La figure 1.11(a) présente la distribution du vent zonal obtenue à partir des observations effectuées par fusées sondes. On observe à travers la figure 1.11(a) des oscillations annuelles du vent zonal à l'échelle globale. Les régimes entre vent d'est et d'ouest s'alternent suivant une période d'environ 6 mois (oscillation annuelle). Dans l'hémisphère sud, le régime du vent d'est apparaît entre décembre et février et le régime d'ouest s'observe entre mai et octobre. Les équinoxes sont donc caractérisées par le changement de phasage entre les deux régimes. On s'aperçoit que le vent d'ouest est plus intense par rapport à celui de l'est, il possède une vitesse maximale d'environ 80 m s^{-1} en juin pendant le solstice d'hiver.

Cependant, au-dessus de l'équateur (figure 1.11(b)), le régime du vent zonal présente plutôt un comportement semi-annuel avec l'apparition d'un vent d'ouest en automne et au printemps ayant pris naissance à la stratopause et se propageant vers la haute/moyenne stratosphère. Le cycle semi-annuel est donc caractérisé par des vents d'est en été et en hiver et des vents d'ouest en période équinoxiale. L'amplitude maximale de ces oscillations est observée dans la bande d'altitude 45-50 km (Quiroz et Miller, 1967).

Mécanisme

Le mécanisme de base des oscillations semi-annuelles observées sur la climatologie de la région équatoriale est décrit comme une balance entre la déposition du moment angulaire par les ondes de Kelvin équatoriales conduisant à un écoulement d'ouest et la présence d'une forte advection horizontale des masses d'air traversant l'équateur durant la période de solstice ayant comme conséquence, une inversion des écoulements d'ouest en écoulement d'est à l'équateur (Shepherd, 2000).

Le processus de « déposition » du moment angulaire est le plus souvent rencontré pour le cas de transfert du moment cinétique non local et non diffusif par les ondes. Les ondes de Kelvin sont de basses fréquences à l'échelle planétaire, avec une vitesse méridienne nulle. A cet effet, ses mouvements ondulatoires méridiens sont inhibés, ils s'effectuent donc zonalement suivant une direction vers l'est (vent d'ouest). Ces ondes sont renforcées par la convection troposphérique générée au-dessus des espaces océaniques (Shepherd, 2000). Elles prennent naissance au niveau de la troposphère et se propagent de façon ascendante avec augmentation d'amplitude vers la moyenne atmosphère où elles se dissipent éventuellement en raison de processus non-linéaires. Au moment de la dissipation, les ondes de Kelvin déposent le moment angulaire transporté par conservation de la quantité de mouvement. Ce dépôt du moment angulaire conduit à des écoulements zonaux avec une accélération orientée vers l'est (Hirota, 1978; Delisi et Dunkerton, 1988). Ce mécanisme s'observe dans la région tropicale régulièrement pendant la saison des équinoxes (Hirota, 1978). Ce processus renverse la direction du vent d'est généré par advection au-dessus de l'équateur dont la composante maximale du vent s'observe durant la saison de solstice.

Pour expliquer le mécanisme qui conduit à un maximum d'écoulement d'est durant la saison de solstices, nous allons commencer par d'écrire l'équation traduisant l'écoulement moyen zonal. Cet écoulement satisfait la relation suivante :

$$\left(f + 2u \frac{\tan \phi}{a} \right) \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{R}{aH} \frac{\partial T}{\partial \phi} \quad (1.5)$$

Où f , u , a , et z représentent respectivement la force de Coriolis, la composante zonale du vent, le rayon de la surface de la terre, l'altitude et la hauteur logarithmique de la pression. R , T et H sont respectivement, la constante des gaz parfaits, la température et la hauteur (par échelle de densité). A l'équateur, le terme entre parenthèse dans la partie gauche de l'équation 1.5, est nul. Ce qui traduit l'invariabilité de la température

avec la latitude (terme de droite de l'équation 1.5). Cependant, durant la saison de solstice dans l'hémisphère d'été, la région de maximum de chauffage dans la stratosphère (due à l'absorption des UV par l'ozone) est décalée par rapport à l'équateur. Le profil de température d'équilibre radiatif entre les deux hémisphères présente donc un gradient non nul à travers l'équateur. Ce qui rompt l'équilibre thermique à l'équateur tel qu'il est traduit par l'équation (1.5). Il y'a donc un transfert méridien de chaleur depuis les faibles latitudes de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver pour maintenir l'équilibre thermique. Ce transfert se fait par forte advection horizontale avec conservation du moment angulaire. L'expression mathématique du moment angulaire est la suivante :

$$m = a \cos \phi (\Omega a \cos \phi + u) \quad (1.6)$$

Où Ω est le terme géopotentiel. Pour qu'il y'ait conservation du moment angulaire, la vitesse du vent zonal u doit diminuer lorsque les parcelles d'air s'éloignent de l'équateur (Shepherd, 2000). Ce mécanisme conduit par la suite à un écoulement moyen zonal orienté vers l'ouest (vent d'est) à l'équateur.

Impact sur l'ozone

Pour maintenir la balance dynamique et photochimique de la moyenne atmosphère tropicale, la SAO du vent zonal est associée à d'autres champs géophysiques. Dans le cadre de l'équilibre du vent thermique, une SAO de température suit celle du vent zonal. La SAO de la température est mise en place par une circulation secondaire afin d'éviter l'amortissement radiatif (Ray et al., 1994). Cette circulation se manifeste par une subsidence (ascendance) et un réchauffement (refroidissement) pendant le cisaillement du vent zonal d'ouest (est). Nastrom et Belmont, (1975) ont expliqué que l'amplitude maximale de ces SAO varie de 2 à 4 K au-dessus de l'équateur entre 2 et 3 hPa. La propagation du régime de température froide dans la région sous un vent de cisaillement d'est s'effectue autour des solstices et la propagation du régime de température chaude dans la région sous un vent de cisaillement d'ouest, s'observe pendant les équinoxes.

La SAO de l'ozone est à son tour liée à la variabilité de la SAO de température stratosphérique. Au-dessus des tropiques, deux régimes semi-annuels de l'ozone sont identifiés : dans la haute stratosphère (~40 km), l'ozone présente un régime semi-annuel caractérisé par des minimas en période d'équinoxe et des maximas en période de solstice (Maeda, 1984). Au-dessous de 27 km, la concentration d'ozone indique des maximas pendant les équinoxes et des minimas durant les solstices. En effet, dans la haute stratosphère et basse mésosphère la durée de vie de l'ozone varie de quelques heures à quelques jours en fonction de l'activité photochimique. Cette dernière est sous contrôle de la température. Pendant la phase chaude, (régime du vent à cisaillement d'ouest), les réactions de production et de destruction de l'ozone sont spontanées dans la haute stratosphère/basse mésosphère (Coe et Webb, 2003) ; ce processus réduit fortement la concentration de l'ozone. Ainsi, dans la haute stratosphère, la SAO de l'ozone est en opposition de phase avec celle de la température (Maeda, 1984). C'est la raison pour laquelle les maximas d'ozone s'observent aux solstices avec un régime froid de température.

Dans la moyenne et basse stratosphère, la durée de vie de la molécule d'ozone est très longue. La distribution de la concentration de l'ozone est fortement liée aux échanges dynamiques et à la capacité d'absorption des UV par l'ozone (Coe et Webb, 2003). Par conséquent, la SAO de l'ozone perd son déphasage avec la température. La phase chaude de la température observée aux équinoxes s'accompagne d'une forte absorption des rayonnements UV dans les tropiques, et à une production significative d'ozone. Puisque le transport des masses d'air des tropiques vers le pôle est très limité durant les équinoxes (cf. section 1.2.3.), la quantité d'ozone formée est majoritairement confinée aux tropiques. Ce mécanisme se traduit par des valeurs maximales d'ozone dans la moyenne et basse stratosphère en période d'équinoxe aux tropiques, plus précisément dans la région de faible latitude. Le maximum de production d'ozone s'observe aux environs de 25 km. La figure 1.12 illustre la relation entre la SAO de la température et celle de l'ozone. Il s'agit de données de la variabilité journalière de l'ozone et de la température au-dessus de l'équateur entre octobre 1991 et septembre 1993. Les mesures ont été effectuées à partir de l'instrument MLS (Microwave Limb Sounder) à bord du satellite UARS (Upper Atmosphere Research Satellite). On observe une alternance entre valeurs positives et négatives de l'ozone/température à travers le temps. La variabilité maximale est observée aux environs de la stratopause pour la température et à 3 hPa (~ 30 km) pour l'ozone. La propagation des phases positives et négatives de l'ozone et de la température se fait de façon descendante à travers le temps. De la haute vers la moyenne stratosphère au-dessus de 10 hPa (~ 26 km) km, les régimes d'anomalie d'ozone et de température par rapport à leurs valeurs journalières sont en opposition de phase alors qu'ils sont presque en phase au-dessous de 26 Km.

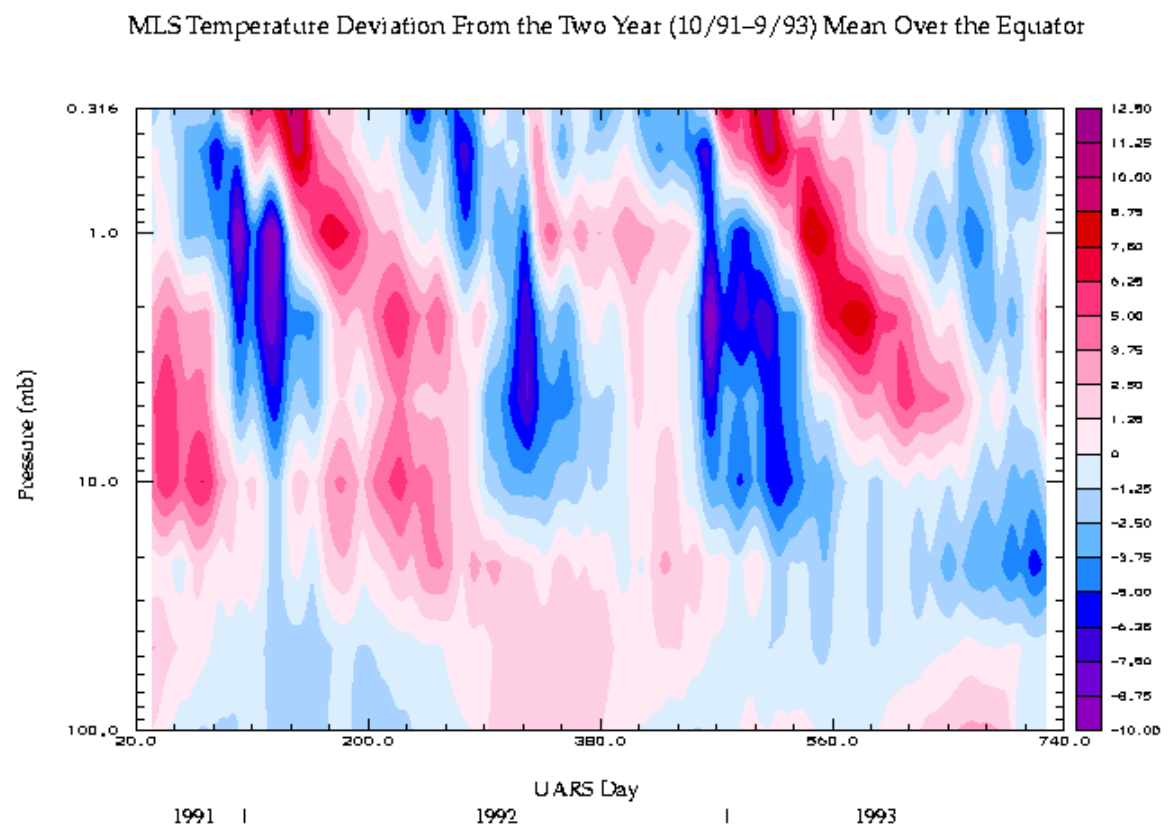
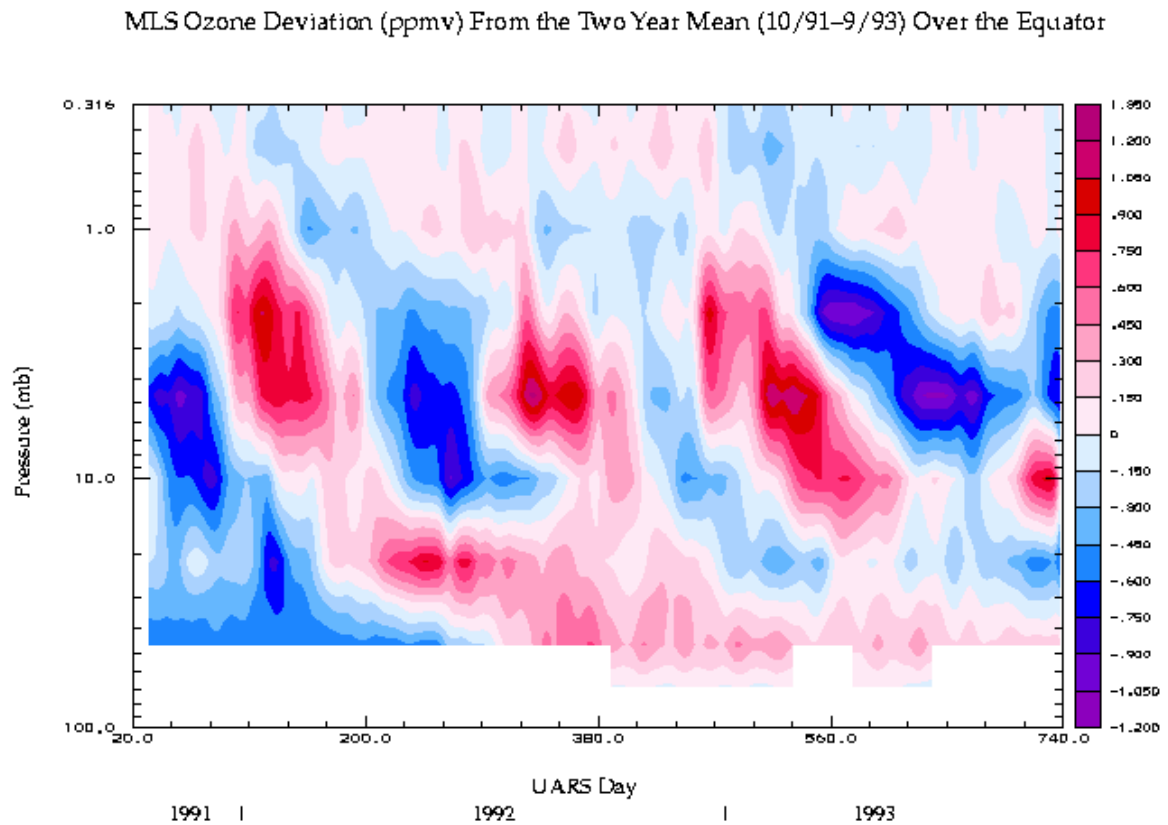


Figure 1. 12 : Distributions temporelles de la variabilité de l'ozone (haut) et de la température (bas) en fonction de la pression, mesurée par MLS/UARS au-dessus de l'équateur entre octobre 1991 et septembre 1993. D'après Ray et al. (1994).

1.4.3. Les oscillations quasi-biennales (QBO)

Description

Le vent zonal stratosphérique au-dessus de la région équatoriale est caractérisé aussi par des oscillations entre écoulement d'est et d'ouest autres que celles de période semi-annuelle définie à la section précédente. Il s'agit des oscillations dont la période d'alternance entre les régimes d'est et d'ouest de la circulation moyenne zonale varie de 24 à 36 mois (Baldwin et al., 2001). On les appelle les oscillations quasi-biennales (QBO). Elles ont été mises en évidence pour la première fois au-dessus du Canton Island (2.8°S) par Reed et al. (1961), à partir des données du vent obtenues par radiosondage sous ballon. Pendant que les oscillations semi-annuelles prennent naissance à la stratopause, la QBO prend naissance à la moyenne/haute stratosphère et se propage de façon descendante sans perdre d'amplitude avec une vitesse d'environ 1 km par mois vers la basse stratosphère où elle dissipe. La figure 1.13 présente la variation temporelle de la moyenne mensuelle désaisonnalisée du vent zonal à l'équateur. Le signal de la QBO est très clair entre 20 km et 37 km faisant apparaître des écoulements d'ouest (rouge et jaune) et d'est (bleu foncé et clair) qui s'alternent suivant une période quasi-biennale. Toutefois, on s'aperçoit que le régime d'ouest couvre une période plus large que le régime d'est. Il a été démontré que le vent d'ouest peut s'étaler jusqu'environ 24 mois, tandis que la bande temporelle maximale du régime d'est est estimée d'environ 14 mois (Salby et Callaghan, 2000 ; Hamilton, 2002 ; Kuai et al., 2009). En plus, les régimes d'est persistent longtemps dans la haute et moyenne stratosphère, alors que les régimes d'ouest ont une très large bande temporelle dans la basse stratosphère. Ce modèle de variation des vents ne s'observe pas seulement à l'équateur et aux faibles latitudes, mais il s'étale au-delà de 10° de latitude (Butchart et al., 2003).

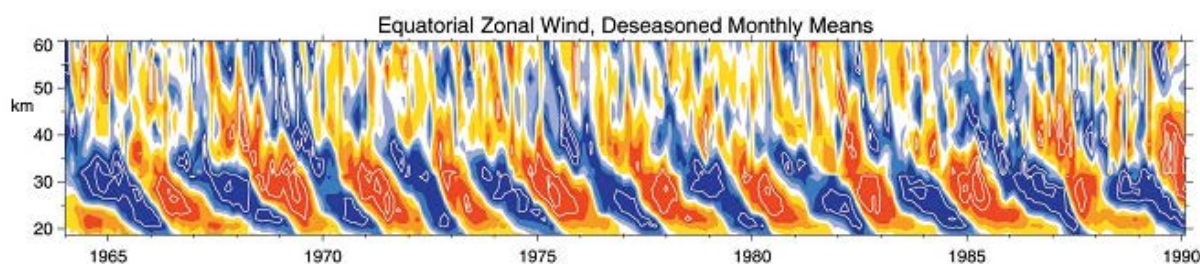


Figure 1. 13 : Distribution de la moyenne mensuelle dessaisonnalisée du vent zonal en fonction de l'altitude, observée au-dessus de la région équatoriale entre 1964 et 1990. Les vents d'est sont colorés en bleu et les vents d'ouest en rouge. D'après Baldwin et al. (2001).

Mécanisme

L'origine de ces oscillations est demeurée longtemps floue et beaucoup de théories ont été proposées au fil des décennies visant à expliquer ce phénomène. Le lecteur peut consulter Baldwin et al. (2001) pour avoir une idée élargie sur les différentes théories proposées pour expliquer la QBO et leurs limites. Cependant, le transport vertical des moments cinétiques par la propagation des ondes équatoriales

et son interaction avec l'écoulement moyen zonal pendant la dissipation demeurent la théorie communément adoptée (Lindzen et Holton, 1968 ; Holton et Lindzen, 1972).

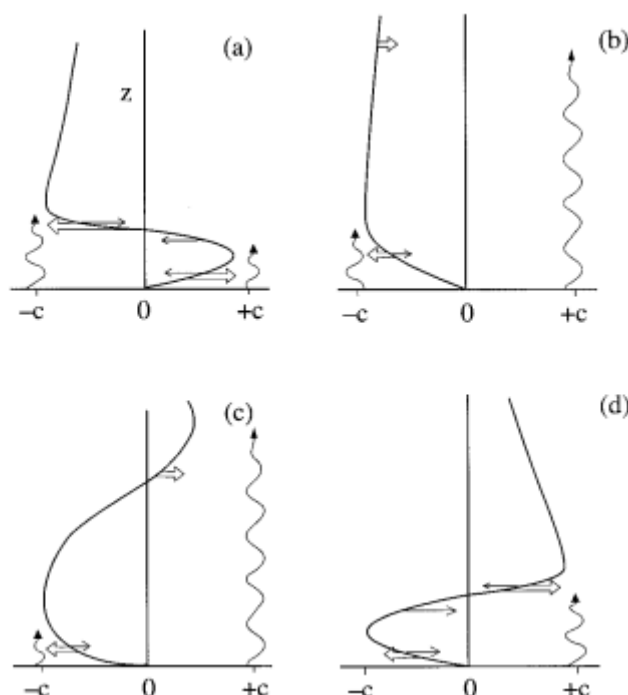


Figure 1. 14 : Représentation de l'évolution de la circulation moyenne à l'origine des oscillations quasi-biennales. La procédure est schématisée en 4 étapes : (a) vent à cisaillement vertical d'ouest (+) en basse altitude et d'est (-) en moyenne et haute altitude dans la stratosphère faisant absorber la propagation des ondes à vitesse de phase orientée vers l'ouest (c négative). (b) propagation des ondes d'ouest (c positive) vers les hautes altitudes. (c) déferlement des ondes à vitesse de phase d'ouest et forçages du vent vers une direction est. (d) après changement de phase du vent zonal, les ondes d'ouest atteignent leur niveau critique et se dissipent à basse altitude. D'après Baldwin et al. (2001)

Il s'agit d'une interaction de deux ondes d'amplitude identique et égale qui sont générées dans la troposphère et se propagent vers la stratosphère dont l'une porte une quantité de mouvement et une vitesse de phase orientées vers l'est et l'autre porte une quantité de mouvement et une vitesse de phase orientées vers l'ouest (Shepherd, 2000). Les explications données dans la section précédente (1.3.2) concernant les ondes de Kelvin (formation, propagation et dissipation) s'appliquent, mais cette fois-ci avec des caractéristiques supplémentaires qui font que les ondes déferlent et sont absorbées quand elles atteignent un niveau critique pour laquelle la vitesse de phase intrinsèque est presque nulle.

Si l'on assiste à une situation dans laquelle le vent possède un cisaillement vertical orienté vers l'est, les ondes dont la vitesse de phase est orientée vers l'est vont atteindre un niveau critique et seront absorbées à basse altitude, tandis que les ondes de vitesse orientée vers l'ouest vont continuer à se propager jusqu'à des altitudes plus élevées où elles déferlent, en exerçant une force qui oriente le vent vers l'ouest. Avec cette force, la vitesse du vent devient de plus en plus orientée vers l'ouest en hautes altitudes et les ondes dont les vitesses de phase sont orientées vers l'ouest tendent à se rapprocher de leur niveau critique. Elles vont ainsi se dissiper à basse altitude. Ce mécanisme conduit à une inversion de la direction des

écoulements moyens zonaux d'ouest, avec une propagation descendante avec le temps. Après inversion, le cisaillement vertical du vent est orienté vers l'ouest en basse altitude. Les ondes dont la vitesse de phase est orientée vers l'est peuvent alors se propager vers les hautes altitudes et le cycle se répète, mais cette fois-ci dans son opposition de phase. Il est donc tout à fait clair que l'amplitude des oscillations est déterminée par la vitesse de phase des ondes et sa période est définie par le forçage des ondes. Cette théorie sur le mécanisme de génération de la QBO est établie par Plumb, (1977) et elle est schématisée à la figure 1.14. Les ondes impliquées originalement dans ce processus sont les ondes de Kelvin (d'ouest) et les ondes mixtes Rossby-gravité (d'est) à grande échelle. Ces ondes (Kelvin et Rossby-gravité) sont confinées au-dessus de la région équatoriale. Toutefois, les amplitudes observées dans ces deux types d'ondes semblent suffisantes pour mettre en place le mécanisme de la QBO dont l'impact est ressenti à l'échelle globale. Dans la pratique, pour qu'il y ait un cycle saisonnier complet, des forçages ondulatoires supplémentaires sont nécessaires pour assurer la propagation des oscillations observée à l'équateur (Dunkerton, 1997). Dunkerton, (1997) a démontré que des ondes de gravité interne de petite échelle sont nécessaires pour renforcer le processus et produire une véritable QBO. Il est nécessaire de rappeler que le mécanisme décrit ici est très simplifié. Bien que le mécanisme générant la QBO semble actuellement bien compris et identifié, la représentation de la QBO dans les modèles de circulation atmosphérique reste très difficile à mettre en place à cause de la résolution verticale, qui doit être suffisamment fine pour reproduire la genèse des ondes de gravité et leurs interactions avec l'écoulement moyen zonal (Baldwin et al., 2001).

Impact sur l'ozone

L'influence de la QBO sur l'évolution temporelle de l'ozone est mise en évidence dans des travaux antérieurement effectués (Randel et Wu, 2006 ; Butchart et al., 2003; Brunner et al., 2006). Butchart et al. (2003) ont effectué une étude de la variabilité de l'ozone au-dessus de la région équatoriale à partir d'un modèle couplé de chimie-transport. Ils ont observé une forte contribution de la QBO sur la variabilité de la colonne totale de l'ozone et une corrélation supérieure à 50% entre la courbe d'anomalie d'ozone et celle de la distribution de la vitesse du vent zonal stratosphérique. Brunner et al. (2006) ont mis aussi en évidence la signature de la QBO sur la variabilité de l'ozone dans la basse stratosphère tropicale dont la contribution sur la variabilité totale de l'ozone est estimée entre 10% et 20%

En effet chaque phase de la QBO est associée à des anomalies de température estimées à ± 4 K. Ces anomalies s'observent au-dessus de l'équateur entre 30 hPa et 50 hPa. Elles résultent de la relation entre la variation des composantes du vent thermique (zonale et méridienne) et la température établie par l'équation 1.2. Ces anomalies de température affectent significativement l'équilibre photochimique dans la haute stratosphère et contribuent à la variabilité saisonnière de la circulation de Brewer-Dobson (Cordero et al.). Notons qu'une augmentation du gradient de température de l'équateur au pôle conduit à une augmentation du cisaillement vertical du vent géostrophique. Dans une région où le cisaillement vertical du vent est orienté vers l'est, l'équation du vent thermique est traduite par un maximum de température à l'équateur. Cette température est maintenue par réchauffement adiabatique qui est une conséquence de la

subsidence locale. La situation inverse s'observe dans une région où le cisaillement vertical de l'écoulement zonal est orienté vers une direction ouest.

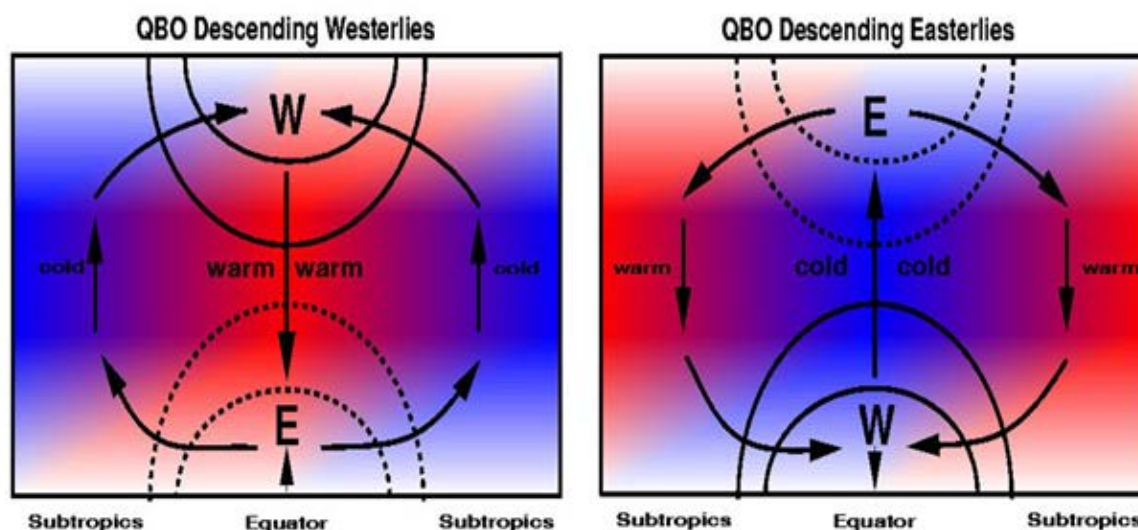


Figure 1.15 : Schéma illustrant la QBO aux tropiques pendant la propagation descendante de la phase ouest (gauche) et d'est (droite). On observe, entre autre, le modèle de circulation moyenne du vent zonal et le modèle de distribution thermique moyenne. D'après Cordero et al. (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_6/index.htm)

Cette situation est expliquée à la figure 1.15. A gauche, la figure montre une propagation descendante de régime d'ouest de la QBO dans lequel est associé un gradient négatif de la température du pôle vers l'équateur. Cette situation s'accompagne normalement d'anomalies positives saisonnières de la température. La situation inverse s'observe pendant la propagation descendante des vents d'est (figure 1.15 droite) et s'accompagne d'anomalies négatives de température. Ces anomalies de température (positive et négative) modulent l'ozone de deux façons : d'abord aux tropiques dans la haute stratosphère, la température contrôle les taux des réactions photochimiques. Ainsi une anomalie positive de température dans la haute stratosphère, est associée à des plus faibles quantités d'ozone par rapport à la normale. Des températures très basses s'associent quant à elles, à un niveau élevé d'ozone dans la haute stratosphère.

Dans la moyenne/basse stratosphère, ces anomalies de température peuvent affecter directement la circulation méridienne de l'ozone en modifiant le taux d'échauffement ou de refroidissement stratosphérique. En effet, l'anomalie négative de température en région équatoriale résulte du fait que la zone d'interconnexion entre les deux régimes pendant la propagation descendante du régime d'est est maintenue à des températures très basses (figure 1.15 à droite). Il est expliqué que ce processus réduit l'espace de refroidissement (par émission infrarouge) dans la moyenne et basse stratosphère tropicale (Cordero et al.). Par contre, l'espace d'échauffement (par absorption des UV) reste à peu près constant. Ainsi, la compression de l'espace de refroidissement signifie en d'autre terme une dilatation de l'espace total d'échauffement par rapport à la normale. Cette dilatation de la zone d'échauffement favorise le mécanisme d'accélération de la phase ascendante de la circulation de Brewer-Dobson aux tropiques. Une

fois cette accélération mise en place, il y a un transfert rapide des masses d'air des tropiques vers les subtropiques réduisant par la suite la concentration de l'ozone aux tropiques par rapport à la normale. En résumé, les anomalies négatives de température dans la moyenne et basse stratosphère générées durant le régime d'est de la QBO contribuent à l'accélération de la circulation de Brewer-Dobson et conduisent à des anomalies négatives d'ozone aux tropiques. Le phénomène inverse s'observe lorsque la zone d'interconnexion entre les deux régimes au-dessus de la région équatoriale est maintenue à des températures très élevées durant la propagation descendante du régime d'ouest de la QBO (figure 1.15 gauche). Dans ce cas, l'espace de refroidissement par infrarouge est étendu par rapport à la normale. Puisque, encore une fois, au-dessus de la région équatoriale l'espace d'échauffement reste à peu près constant, la dilatation de l'espace de refroidissement entraîne une compression de l'espace total d'échauffement par rapport à la normale au-dessus des tropiques. Cette compression de l'espace d'échauffement entraîne un ralentissement de la phase ascendante de la circulation de Brewer-Dobson. Ce mécanisme conduit à une accumulation de l'ozone par rapport à la normale dans la moyenne et basse stratosphère tropicales. En effet, avec la compression de l'espace d'échauffement, le régime d'ouest de la QBO se trouve associé avec un modèle de circulation des masses d'air qui se manifeste par des motions de subsidence (branche descendante) et d'ascendance respectivement dans les tropiques et les subtropiques (Chehade et al., 2014; Schoeberl et al., 2008). Vu que les mouvements convectifs ascendants des parcelles d'air aux tropiques sont ralentis et comme le gradient du rapport de mélange d'ozone augmente avec l'augmentation de l'altitude (au-dessus de 34 km), le processus de production de l'ozone s'effectue donc sur une période assez longue ; conduisant à des anomalies positives et négatives d'ozone respectivement dans les tropiques et les subtropiques (Chehade et al., 2014; Zou et al., 2000). La situation inverse se produit pendant la phase d'est de la QBO.

1.4.4. Les Oscillations Australes El-Niño (ENSO)

Description

L'ENSO (El Niño-Southern Oscillation) est un phénomène climatique et océanique reliant le phénomène El-Niño et les oscillations australes de la pression atmosphérique. Ce phénomène très actif dans l'océan Pacifique est caractérisé par des anomalies de température de la surface de la mer (SST) et un changement de la circulation atmosphérique (Dijkstra, 2006; Kirtman, 2010). Il est rapporté qu'en moyenne tous les 4 ans, la SST dans le Pacifique oriental en zone équatoriale présente quelques degrés de plus par rapport à la normale (Shiotani, 1992). Dans la zone proche des côtes sud-américaines, cette anomalie de température atteint normalement son maximum aux environs de la période de Noël. Très connu par les pêcheurs péruviens, ces derniers appellent ceci El Niño, l'expression espagnole pour signifier « le petit garçon en référence de Jésus Christ ». Une situation inverse à celle d'El-Niño peut souvent avoir lieu et porte le nom de La Niña, une expression espagnole qui signifie « la petite fille » pour traduire son comportement opposé à celui d'El-Niño. Ces épisodes s'alternent dans un cycle interannuel irrégulier appelé communément le cycle d'ENSO. Il peut être simplement traduit comme le

renforcement/affaiblissement irrégulier des alizés, lié aux changements de pression atmosphérique entre les régions du Pacifique est et ouest qui accompagnent ces épisodes. Les alizés sont affaiblis pendant l'El-Niño et renforcés en période de La Niña.

Dans la zone équatoriale de l'océan Pacifique, il existe un fort gradient de température appelé « thermocline » qui sépare les eaux de surface (chaudes) des eaux situées en profondeur de l'océan (froides). Les anomalies de la hauteur du niveau de la mer et de la profondeur de la thermocline varient approximativement en phase avec El-Niño et en opposition de phase avec La Niña. La variabilité interannuelle de la SST, des vents de surface et de la thermocline caractérisent donc les événements ENSO (Neelin et al., 1998). De tels événements sont une conséquence des interactions fortes et étendues entre l'océan et l'atmosphère. Ils provoquent des perturbations locales pouvant générer de vastes changements dans le système climatique et qui peuvent durer plusieurs mois (Pavalakis et al., 2007). Parmi les changements majeurs portés par l'ENSO sur le climat tropical, on note des modifications sur le comportement des circulations de la cellule de Hadley et de celle de Walker. Pour une revue complète du phénomène, le lecteur peut consulter Dijkstra, (2006).

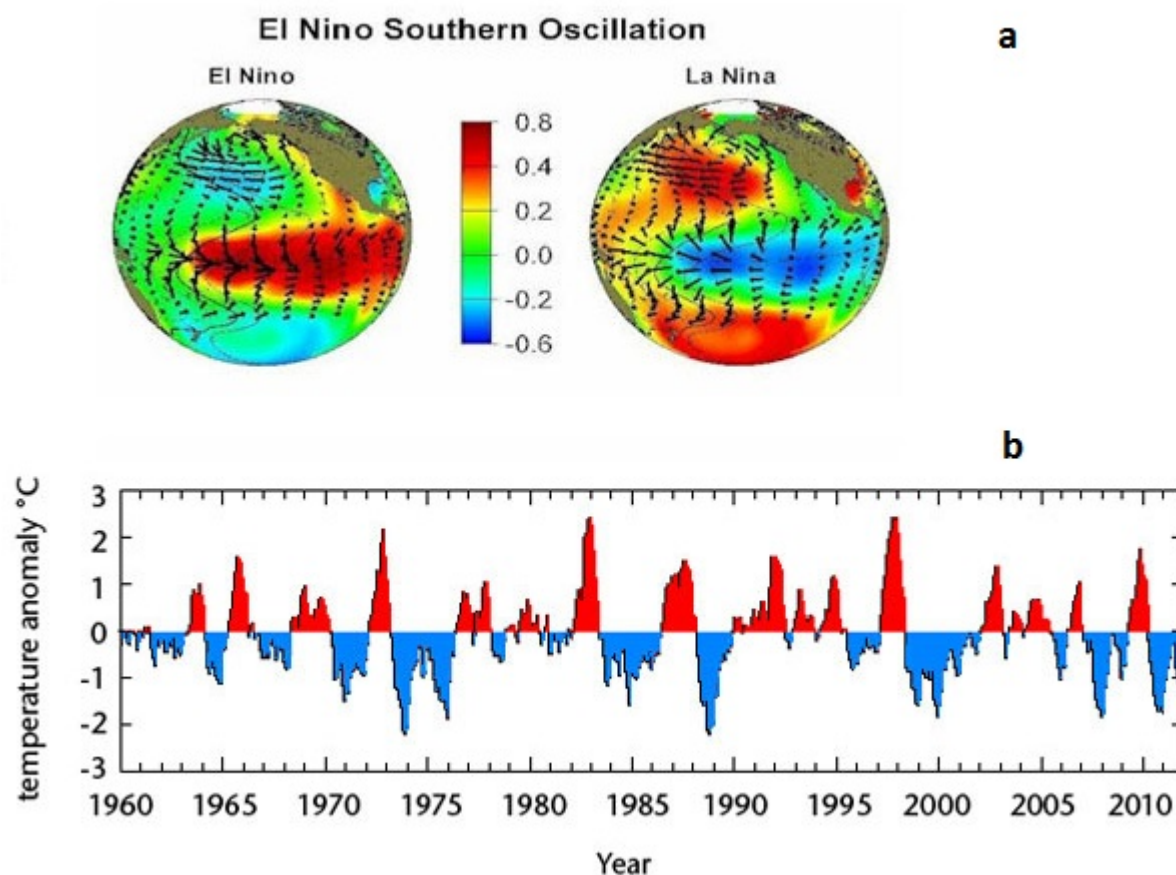


Figure 1. 16 : (a) Anomalie de température de la surface de la mer (SST) pendant les phases El-Niño (gauche) et La Niña (droite) (<http://la.climatologie.free.fr/enso/ENSO-PDO.htm>). (b) Variation mensuelle des anomalies de SST dans la région équatoriale du pacifique central (5°N-5°S 120°W-170°W) (<http://www.metoffice.gov.uk>).

La figure 1.16 (a) présente les deux évènements en opposition. Les définitions scientifiques utilisées pour définir un épisode El-Niño ou La Niña varient. Cependant, la persistance d'anomalie de température de magnitude supérieure à 0.5°K sur plusieurs mois peut être considérée comme preuve d'un événement ENSO. Un épisode pourrait typiquement durer trois ou quatre saisons, avec un pic maximal en hiver boréal. Le cycle ENSO est illustré à la figure 1.16 (b). Il est tout à fait clair à travers la figure que le même type d'évènement peut se produire rapidement ou s'étaler sur plusieurs années.

Mécanisme

Ici nous allons faire une description du mécanisme générant les oscillations australes associé à l'évènement El Niño, qui est le phénomène ayant un impact majeur sur la variabilité de l'ozone aux tropiques.

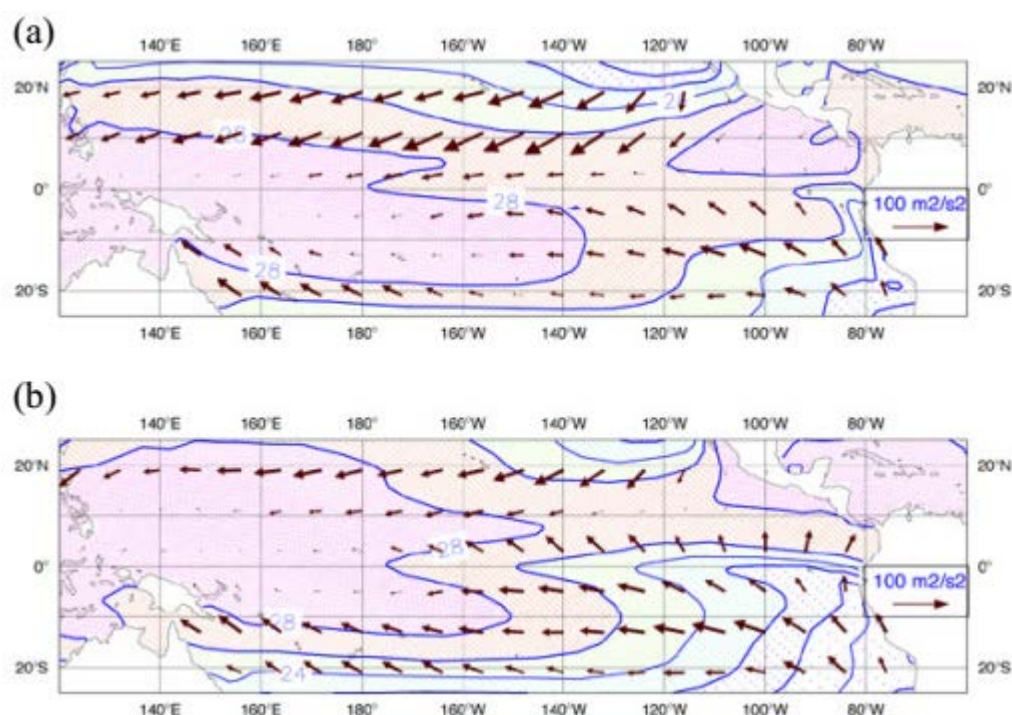


Figure 1. 17 : Climatologies de la SST et du vent de surface en avril (a) et en octobre (b) pour la période 1961-1990. La SST est représentée par les contours séparés par un intervalle de 2°C et la tension du vent ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) est présentée par les flèches orientées vers la direction de la circulation du vent. D'après Dijkstra, (2006).

En général, la couche superficielle océanique est une zone de mélange d'une profondeur d'environ 50 m. La température dans cette couche de mélange change à partir de ses échanges avec la couche la plus profonde de l'océan ou à partir des processus d'advection et d'interaction avec l'atmosphère.

Dans les conditions normales (figure 1.17), la région équatoriale de l'océan Pacifique est sous l'influence des vents de surface orientés vers l'ouest, les alizés. Ces alizés conduisent à un cumul d'eau chaude dans la couche superficielle du Pacifique ouest et donc à une augmentation de 50 cm de la hauteur de l'océan à l'ouest par rapport à l'est. La domination de ces vents d'est sur le système air-océan entraîne une augmentation de pression de la couche superficielle dans le Pacifique ouest par rapport à l'est et une

diminution de la profondeur de la thermocline à l'est. Cette situation « normale » est associée à des mouvements convectifs ascendants des masses d'air dans le Pacifique ouest permettant le maintien de la circulation de Walker. Cette dernière bloque généralement en altitude les vents d'ouest.

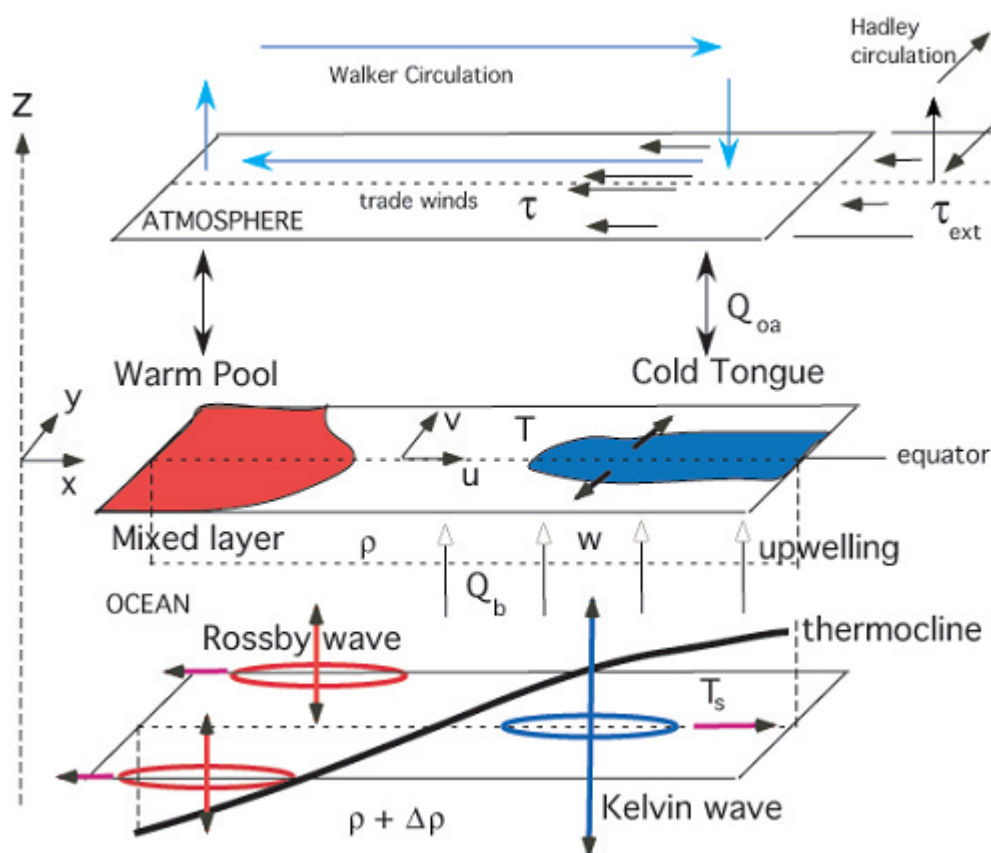


Figure 1. 18: Aperçu global des processus océaniques et atmosphériques intervenant sur le mécanisme de couplage du système océan-atmosphère en période « normale ». D'après Dijkstra, (2006).

Notons qu'aux tropiques les alizées sont générés par la déviation vers l'ouest de la circulation de Hadley par la force de Coriolis. De ce fait, la circulation vers l'ouest est importante pendant l'accélération de la circulation de Hadley généralement associé à des fortes convections. Lorsque l'activité convective diminue dans la zone occidentale de l'océan Pacifique, les alizées s'affaiblissent induisant une perturbation de la circulation de Walker et un déséquilibre du système. Les vents d'ouest auparavant bloqués peuvent atteindre une intensité suffisamment importante pour renverser la direction de la circulation vers une orientation est. Ce processus permet à l'eau chaude empilée dans la zone occidentale de l'océan Pacifique de dévaler la pente vers la zone est de l'océan Pacifique, induisant au passage une perturbation des courants marins et une augmentation de la SST à l'est du Pacifique. La couche superficielle s'amincit en amont (ouest) et s'enfonce en aval (est). Vers l'est, l'enfoncement est équilibré à partir des ondes de Kelvin océaniques. Ces ondes ont une vitesse de phase zonale ayant la même structure spatiale que la thermocline et se propagent avec une vitesse d'environ 2 m.s^{-1} . Elles prennent environs 3 mois pour traverser le bassin Pacifique (largeur du bassin est de 15000 km) en empêchant les eaux froides de remonter en surface. L'enfoncement de la thermocline facilite le transfert des masses d'eau chaudes vers l'est induisant par la

suite des anomalies positives de la SST et un échauffement de vent de surface dans le Pacifique est. A l'ouest, la remontée de la thermocline se fait par la propagation d'onde de Rossby (Dijkstra, 2006).

Impact sur la variation de l'ozone

Les événements ENSO induisent une modification non négligeable sur la variabilité interannuelle de l'ozone aux tropiques et subtropiques en influent sur la circulation de Brewer-Dobson dans la basse stratosphère (Rieder et al., 2013; Randel et al., 2009; Randel et Wu, 2007; Randel et Thompson, 2011). Randel et Thompson, (2011) ont observé une réponse négative liée à la contribution de l'ENSO à l'ozone dont la magnitude est d'environ 6% dans la basse stratosphère. Zerefos et al. (1992) ont rapporté que si la signature du cycle solaire et les oscillations saisonnières et quasi-biennales sont enlevées sur le signal temporel de l'ozone, une large partie de la variabilité restante serait expliquée par les événements ENSO aux tropiques. Cette large variabilité s'observe sur la variation de la moyenne zonale de l'ozone dans la basse stratosphère. Randel et al. (2009) ont démontré que les événements ENSO modifient de façon significative les mouvements ascendants des masses d'air associées à la circulation de Hadley aux tropiques, conduisant par la suite à une modification du bilan de l'ozone.

En Effet, comme expliqué au paragraphe précédent, l'oscillation ENSO est caractérisée par des anomalies positives de la SST dans le Pacifique est et des anomalies négatives de la SST à l'ouest. Le renforcement de ces anomalies entraîne un renforcement de la convection à l'est du Pacifique et une suppression de la convection à l'ouest du Pacifique. La convection renforcée conduit à une accélération de la circulation de Hadley et un soulèvement de la tropopause à l'est (Ziemke et Chandra, 2003). Ce phénomène a pour conséquence, le renforcement du transport de l'ozone vers les subtropiques et une diminution de l'ozone à l'est du pacifique et parallèlement une augmentation de l'ozone à l'ouest (Shiotani, 1992; Randel et Thompson, 2011).

1.4.5. Le flux solaire

Description et caractéristique

Le système climatique est sous l'influence de l'activité du soleil à différentes échelles de temps (de l'échelle journalière à l'échelle annuelle). Dans l'absolu, l'activité solaire est réglée sur un cycle variable entre 8 et 15 ans et dont la période moyenne est estimé à 11 ans. Ce cycle de 11 ans a été mis en évidence pour la première fois en 1843 par l'astronome allemand Heinrich Schwabe à partir des observations journalières du nombre des taches de soleil aperçues entre 1826 et 1843 (Cole et al., 1980). Aujourd'hui de nombreux indices de l'activité solaire sont susceptibles d'être mesurés. Nous pouvons noter le flux solaire émis par onde radio à 10.7 cm (2800 MHz), le Mg II du flux solaire récupéré dans le spectre de l'UV (Thuillier et Bruinsma, 2001), les éruptions et le nombre de taches. Ce dernier est le plus simple à calculer ; l'indice qui dérive de ce calcul est appelé communément nombre de Wolf, du nom de l'astronome qui l'a établi. La formule 1.7 permet d'estimer l'activité solaire notée R en fonction du nombre (t) des taches, du

nombre (g) de groupes des taches et d'un coefficient k servant à corriger le résultat en fonction de nombre d'observation. Son expression mathématique est la suivante :

$$R = k(t + 10g) \quad (1.7)$$

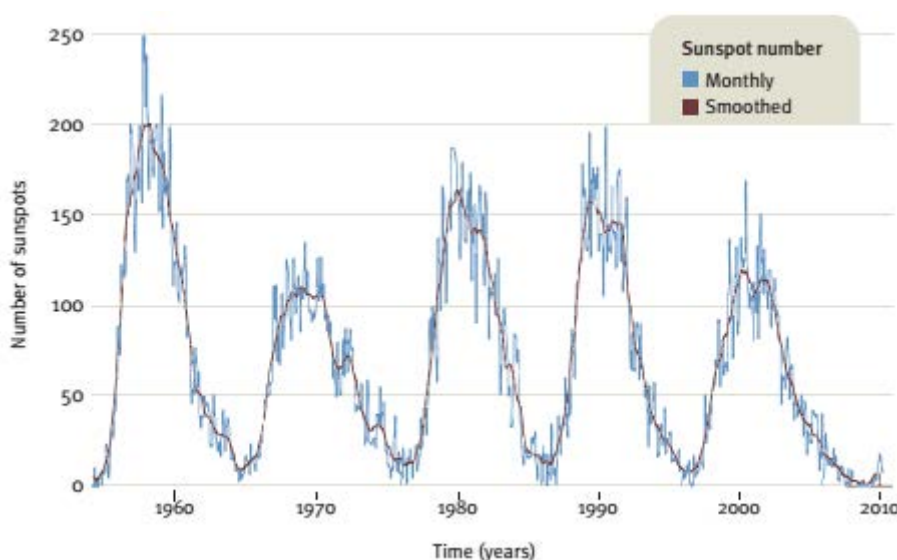


Figure 1. 19 : Distribution temporelle du nombre de taches mensuelles observées sur 5 cycles d'activité solaire. D'après Haigh, (2011).

La figure 1.19 présente la variation mensuelle du nombre de taches calculé sur 5 cycles d'activité solaire. On voit apparaître dans cette figure une variation de nombre de taches caractérisée par une alternance des périodes de minimums et des maximums d'activité suivant une période d'environ 11 ans. La variation de l'activité solaire contribue à une variabilité chimique et dynamique non négligeable dans la stratosphère. Chandra et McPeters, (1994) ont montré que ce cycle est connecté avec une large variabilité des radiations solaires dans le domaine spectral de l'ultraviolet qui est estimée entre 6 et 8% entre la période de maximum et de minimum d'activité solaire. Cette variabilité est suffisante pour conduire à une modification de la concentration de l'ozone (Haigh et al., 2010), de l'intensité des vents thermiques, et un changement de la température dans la haute stratosphère (Labitzke, 2005). Ces modifications entraînent un certain changement de la circulation dans la haute stratosphérique qui peut avoir un impact indirect sur la circulation atmosphérique dans la moyenne et basse stratosphère (Haigh, 1994 ; Zerefos et al., 1997 ; Labitzke et al., 2002). Labitzke (2003) a montré que la circulation de Brewer-Dobson et celle de Hadley sont influencées par le cycle solaire de 11ans. Les radiations solaires exercent un forçage sur le système climatique notamment sur la modulation des oscillations saisonnières du climat, la QBO et l'ENSO (Efsthathiou et Varotsos, 2013). Rappelons que ces grandeurs géophysiques ont une influence capitale sur la variabilité de l'ozone. La relation entre QBO et le cycle solaire a été étudiée et présentée dans plusieurs travaux parmi lesquels nous pouvons citer Salby et Callaghane, (1999), Labitzke, (2003) et (2005) et Labitzke et al. (2002). Ces travaux ont permis d'analyser l'interaction entre l'activité solaire et les régimes

du vent zonal et son impact sur la circulation méridienne dans la stratosphère. Labitzke a mis en évidence la signature du cycle solaire sur la variation de la QBO à partir des données des champs de température. Toutefois, elle a expliqué qu'il est nécessaire de regrouper les données selon les phases de la QBO pour examiner la corrélation entre le flux solaire et les oscillations quasi-biennales. L'activité solaire module la température en région polaire selon le régime de la QBO. Labitzke, (2005) a démontré qu'en février (été austral et hiver boréal), période marquée par un fort signal solaire, il existe une corrélation positive significative (0.65) entre le flux solaire et la température dans la basse stratosphère (30 hPa) de la région polaire hivernale, pendant le régime d'ouest de la QBO. La différence de température observée entre la période de maximum et de minimum d'activité solaire est positive traduisant à cet effet l'apport thermique du flux solaire dans l'hiver arctique durant la phase ouest de la QBO. Ce processus conduit à un affaiblissement du vortex polaire.

Contrairement au régime d'ouest, la corrélation entre flux solaire et température est faible au pôle pendant le régime d'est de la QBO. La différence de température entre le maximum et le minimum d'activité solaire est négative. Par conséquent, il y'a une intensification du vortex polaire dans la période d'activité solaire maximale et durant laquelle une décélération de la circulation de Brewer-Dobson s'observe. Aux subtropiques, la phase d'est de la QBO est caractérisée par une corrélation positive entre le flux solaire et les champs de température dans la basse (hémisphère d'hiver) et la moyenne (hémisphère d'été) stratosphère (figure 1.20). Dans ces régions, la différence de température entre l'activité solaire maximale et minimale au mois de février est positive. Notons que, dans l'hémisphère sud, cette situation indique la signature estivale normale (Labitzke, 2003). La situation opposée à celle observée en février se produit en juillet pendant l'hiver au sud (Labitzke, 2005). Le printemps austral est caractérisé par de fortes corrélations positives (> 0.60) entre le flux solaire et la température aux moyennes et faibles altitudes durant le régime d'est de la QBO. En Antarctique, la corrélation demeure faible et négative dans cette phase d'est du vent zonal et le vortex polaire est beaucoup plus établi pendant la période d'activité solaire maximale en comparaison avec la période d'activité solaire minimale. La situation inverse s'observe pendant le régime d'ouest de la QBO, période durant laquelle le maximum d'activité solaire apporte plus de chaleur aux pôles contribuant ainsi à la destruction du vortex polaire.

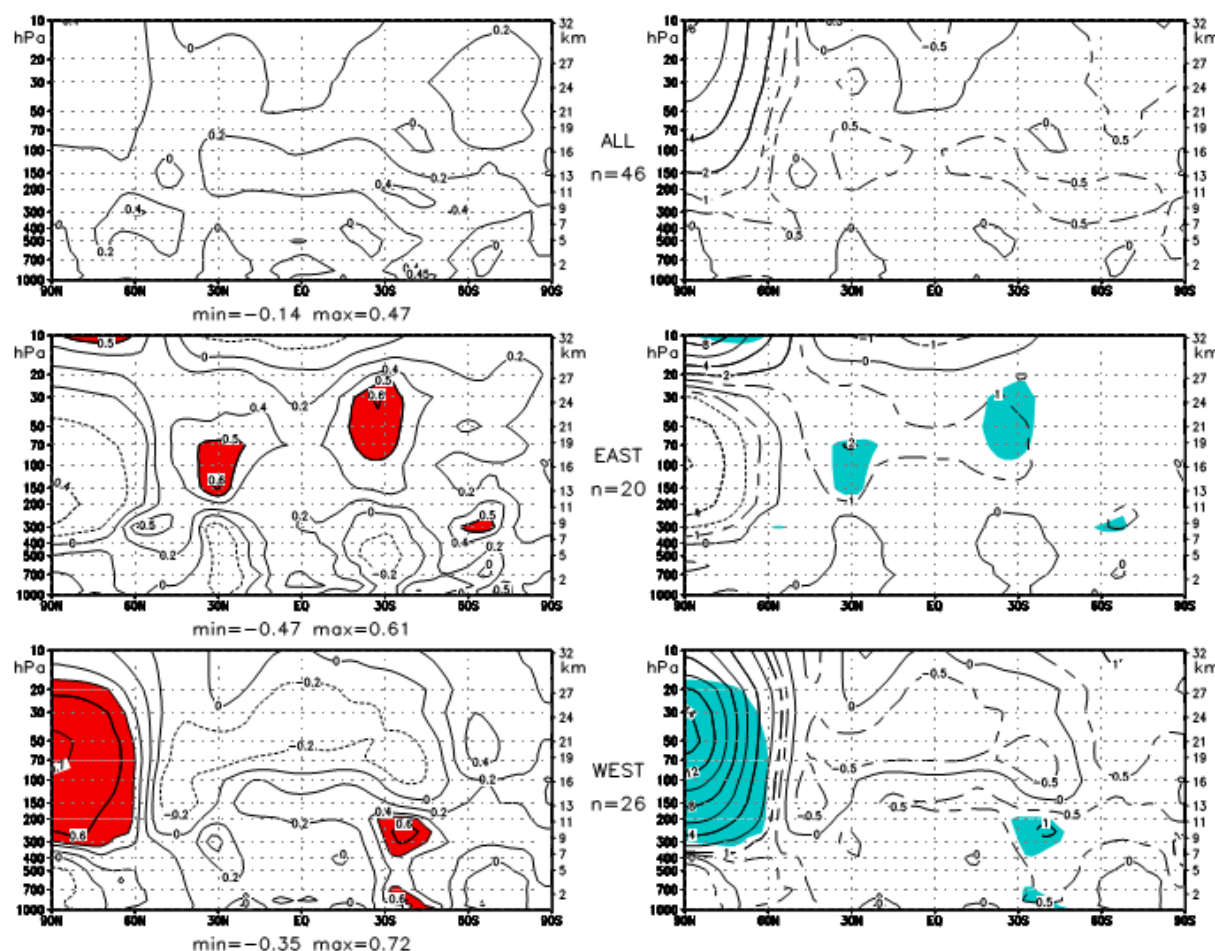


Figure 1. 20: A gauche : représentation verticale de la distribution méridienne de la corrélation entre le flux solaire (onde radio a 10.7cm) et la moyenne zonale de la température pour le mois de février. La partie colorée en rouge représente les régions où la corrélation est au-dessus de 0.5. Droite : la différence de température (K) enregistrée entre le maxima et le minima du flux solaire associés au mois du février. La partie colorée en bleu indique la région où la corrélation est au-dessus de 0.5. La lettre « n » représente le nombre d'années considérées : la totalité (haut), pendant la phase d'est (milieu) ou la phase d'ouest (bas) de la QBO. D'Après Labitzke, (2005).

Impact sur l'ozone

La variation de l'activité solaire apporte des changements remarquables sur le bilan de l'ozone (Haigh, 1994; Labitzke et al., 2002; Gray et al., 2010). Austin et al. (2008) ont rapporté que la réponse du flux solaire sur la variation à long terme de l'ozone est d'environ 2.5%, avec un maximum dans les régions équatoriale et tropicale. Efstathiou et Varotsos, (2013) ont expliqué que des variables dynamiques comme la QBO et l'ENSO sont sous l'influence de l'activité solaire et ces variables contribuent à la variabilité de l'ozone. La réponse du cycle solaire liée à sa contribution est positive, statistiquement significative dans la basse et la haute stratosphère (Soukharev et Hood, 2006). Haigh, (1994) a expliqué que la présence de la signature du cycle solaire sur l'évolution temporelle de l'ozone est directement liée à l'implication du forçage radiatif et photochimique induit par l'activité solaire.

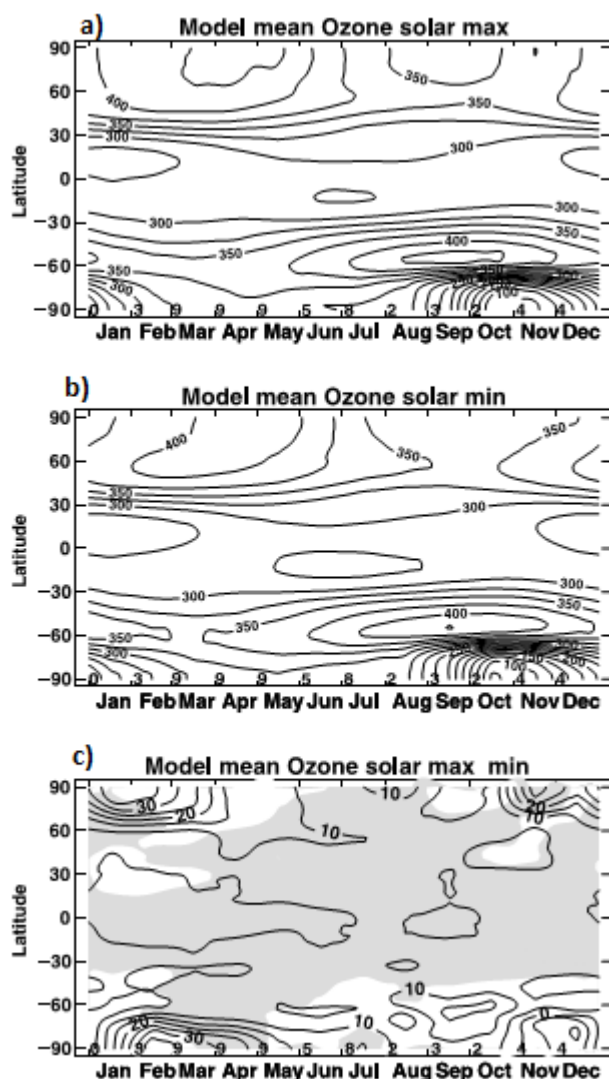


Figure 1. 21 : a) Valeur de la colonne totale d'ozone moyennée sur 10 ans d'activité solaire maximale, b) valeur de la colonne totale de l'ozone moyenné sur 10 ans d'activité solaire minimale et c) la différence calculé entre les deux cas. Les contours sont espacés de 5 DU et les données sont générées à partir d'un modèle expérimental du Met Office. D'après Labitzke et al. (2002).

La signature du cycle solaire sur la colonne totale de l'ozone a été rapportée aux échelles saisonnières (Haig, 1994 ; Labitzke et al., 2000), annuelles (Efstathiou et Varotsos, 2013) et décanales (Zerefos et al., 1997). Soukharev et Hood, (2010) ont obtenu une forte corrélation positive entre l'évolution temporelle des valeurs mensuelles zonales de la colonne totale de l'ozone dans la bande latitudinale 35°N-35°S et les moyennes mensuelles d'un indicateur de l'activité solaire (l'indice de Mg II solaire récupéré dans le domaine de l'UV). De même Efstathiou et Varotsos, (2013) ont mis en évidence la relation entre la variation de la moyenne annuelle de la colonne totale de l'ozone sur les deux hémisphères et la variation du nombre des taches solaires. Cette variation de l'ozone en fonction du flux solaire est quantifiée en considérant la différence entre la quantité d'ozone enregistrée pendant la période de maximum et de minimum d'activité solaire. Elle est estimée entre 3 et 5 DU dans les tropiques (Labitzke et al., 2002). Zerefos et al. (1997) ont estimé que la fluctuation moyenne de l'ozone entre la période de maximum et de minimum d'activité solaire est de 1-2% par décade. Toutefois, cette fluctuation varie d'une région et d'une saison à une autre. La figure 1.21 présente des valeurs de l'ozone total générées par un modèle expérimental pendant dix années d'activité solaire maximale (figure 1.21 a) et dix années d'activité solaire minimale (figure 1.21 b). La différence est présentée à la figure 1.25 c. Cette différence est positive et indique que la quantité d'ozone obtenue pendant

les années d'activité solaire maximale est supérieure à celle obtenue pendant les années d'activité solaire minimale. La différence obtenue est significative dans les hautes latitudes des deux hémisphères en automne et au printemps. A l'échelle verticale Soukharev et Hood, (2010) ont expliqué que l'influence du cycle solaire sur la variation de l'ozone est significatif dans la haute et la basse stratosphère, mais pratiquement non significatif dans la moyenne stratosphère entre 28 et 38 km.

1.5. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons fait une description des différents processus intervenant sur la chimie et la dynamique de l'ozone. Il a été expliqué que dans la haute stratosphère, la concentration de l'ozone est fortement contrôlée par la balance photochimique et les réactions catalytiques faisant intervenir les composants halogénés. Dans la basse et moyenne stratosphère la quantité d'ozone en un point donné varie en fonction de la quantité des rayonnements ultraviolets absorbés et du transport des masses d'air à l'échelle globale. Le transport est décrit par les différentes circulations. Nous avons noté la circulation méridienne de Brewer-Dobson et la circulation zonale. Ces circulations puisent leurs sources de la répartition inégale du chauffage radiatif entre les deux hémisphères (hémisphère d'été et hémisphère d'hiver) et sont renforcées ou amorcées par les mouvements ondulatoires. La circulation de Brewer Dobson assure annuellement le transport diabatique et adiabatique de l'ozone des tropiques vers les hautes latitudes et de l'hémisphère d'été vers hémisphère d'hiver. La distribution zonale de l'ozone se fait à partir des écoulements zonaux orientés vers l'ouest en été et vers l'est en hiver. Toutefois, la déposition du moment angulaire transporté par les ondes de Kelvin équatoriales génère des écoulements d'ouest surtout pendant les équinoxes dans les deux hémisphères. En hiver, les ondes de gravité et les ondes planétaires de Rossby sont bien développées et se propagent dans la moyenne atmosphère. Elles participent activement à l'amortissement du courant jet d'ouest et à la destruction du vortex polaire. Il est expliqué que les écoulements zonaux induits par les mouvements ondulatoires sont à l'origine des oscillations semi-annuelles et quasi-biennales. Ces oscillations s'accompagnent par des anomalies de températures qui modifient significativement le taux des réactions photochimiques en haute stratosphère et contribuent à la variabilité dynamique de la circulation de Brewer-Dobson. Ces modifications affectent la variabilité annuelle et interannuelle de l'ozone. La variation spatiotemporelle de l'ozone à l'échelle interannuelle est aussi influencée par l'activité solaire et les mouvements convectifs générés par les forçages des cycles ENSO.

Chapitre 2

2. Outils d'observation et validation des mesures d'ozone

2.1. Introduction

L'observation de l'évolution de l'ozone atmosphérique nécessite des instruments capables d'obtenir des informations aussi bien dans les basses couches que dans la stratosphère. Les observations dans la stratosphère peuvent se faire par télédétection ou par mesures in-situ. Le premier instrument mis au point pour la mesure de l'ozone est le spectromètre Dobson, qui doit son nom à un chercheur britannique de l'Université d'Oxford, Gordon Miller Bourne DOBSON. Ce dernier fût vers 1920, l'un des premiers scientifiques à s'intéresser à l'ozone stratosphérique. Les mesures de la colonne totale de l'ozone par le spectromètre Dobson sont effectuées au sol en se basant sur la différence d'absorption entre deux longueurs d'onde dans le domaine de l'ultraviolet. La toute première mesure d'ozone a été effectuée en 1927, puis les mesures se sont répandues à travers le globe et le nombre de spectromètres Dobson atteint aujourd'hui une centaine d'instruments installés essentiellement aux latitudes moyennes de l'hémisphère nord. Entre temps, le Dobson a été perfectionné pour donner naissance au spectrophotomètre Brewer, du nom d'Alan BREWER, un scientifique canadien. D'autres systèmes de mesures d'ozone se sont développés, suite notamment à l'apparition du trou d'ozone.

La diminution de l'ozone stratosphérique sous l'action des gaz halogénés a été l'un des premiers signes prouvés de l'action destructrice de l'homme sur son environnement à l'échelle planétaire. Ceci a eu pour conséquences une prise de conscience de la nécessité de mettre en place des mesures de protection de la couche d'ozone. Dans cette optique, l'instrument SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale) fut mis au point à la fin des années 80 au Service d'Aéronomie du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) en France. Le SAOZ est utilisé pour la première fois à Dumont d'Urville pour mesurer les colonnes totales de l'ozone dans le cadre de la surveillance du trou d'ozone en Antarctique. Il opère dans l'ultraviolet et dans le visible, alors que d'autres instruments de mesure d'ozone opèrent dans l'Infrarouge et le proche infrarouge à l'instar du FTIR (Fourier Transform Infa-Red).

L'observation de l'ozone à partir d'équipements au sol est essentielle, car elle permet de réaliser des mesures précises en un point précis du globe, avec des résolutions très fines et des incertitudes très faibles. Elle est par contre limitée à un seul point de l'espace. De ce fait, les observations par satellite sont indispensables pour obtenir une couverture globale et pour compléter les bases de données issues

d'instruments basés au sol. Depuis 1978, les mesures satellitaires ont considérablement enrichi la connaissance de la distribution de l'ozone stratosphérique. Le satellite Nimbus 7, équipé de l'instrument TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) a fonctionné de 1978 à 1993 et a fourni une masse considérable de données. Ses observations ont permis de franchir un grand pas dans la connaissance de l'ozone stratosphérique. Le même spectromètre TOMS a été embarqué par la suite, avec succès, à bord d'une série de satellite dont Meteor-3 (1991-1994) et ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite) (1996-1997). Le dernier instrument TOMS fut embarqué à bord du satellite Earth Probe opérationnel entre juillet 1996 à décembre 2005. Ainsi, le capteur TOMS est aujourd'hui l'instrument ayant fourni la plus longue base de données satellite de l'ozone. Dans le cadre du programme EOS (Earth Observing System), le projet TOMS a pris fin, et l'équipement a été remplacé par l'expérience OMI (Ozone Monitoring Instrument) lancé en juillet 2004 à bord du satellite EOS-Aura. OMI a hérité de nombreuses caractéristiques de TOMS, et demeure opérationnel jusqu'à ce jour. Par ailleurs, l'Agence Spatiale Européenne est rentrée dans la conquête de l'observation globale de l'ozone en lançant au début des années 2000 une série d'instruments dont le capteur IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage dans l'Infrarouge), initialement à bord du satellite MetOp A, en juillet 2006. Pour mesurer les colonnes totales d'ozone, OMI et TOMS utilisent des gammes spectrales dans l'ultraviolet, tandis que IASI opère dans l'infrarouge. Les données des colonnes totales d'ozone d'origine satellite utilisées dans le cadre de ce travail proviennent de ces trois capteurs : TOMS, OMI et IASI. Ce jeu de données vient compléter celui issu des observations effectuées par les instruments basés au sol, à savoir les spectromètres Dobson et SAOZ, afin de construire des séries temporelles de colonnes totales d'ozone pour chacun des sites d'étude choisis.

Les mesures de la colonne totale d'ozone permettent d'avoir un aperçu général sur l'évolution temporelle de la couche d'ozone. Cependant, la variation de la couche d'ozone dépend de plusieurs phénomènes physiques et dynamiques dont l'influence s'observe sur un niveau d'altitude bien déterminé. On peut noter, par exemple, l'action des ondes de gravité, des ondes planétaires et du vent zonal. L'influence des ondes de gravité sur l'ozone s'observe notamment dans la haute troposphère tandis que les ondes planétaires contribuent à la circulation générale de la stratosphère et leur effet se manifeste à plus haute altitude. Quant à l'action du vent zonal, elle est notamment liée à l'oscillation quasi-biennale, perturbation du vent zonal à l'équateur qui module l'activité dynamique et le bilan de l'ozone notamment en basse et moyenne stratosphère tropicales et subtropicales. Ainsi, la variabilité de l'ozone se diffère d'un niveau d'altitude à un autre. De ce fait, une étude approfondie sur l'évolution de l'ozone nécessite des données sur les différents niveaux d'altitude composant la colonne d'ozone. Dans cette optique, des profils d'ozone sont mesurés à partir des Lidars (Light Detection And Ranging), des ballons-sondes ou des instruments embarqués à bord des satellites. Dans le présent travail, l'analyse de la distribution de l'ozone sur plusieurs niveaux d'altitude est effectuée, en utilisant des mesures de profils d'ozone issues du réseau SHADOZ (Southern Hemisphere ADditional Ozonesondes). SHADOZ est le seul réseau fournissant des profils radiosondages d'une résolution verticale variant entre 50 et 100 m dans les tropiques et les subtropiques sud, avec une précision de l'ordre de 5% (Thompson et al, 2003a). En plus des profils

verticaux d'ozone, les radiosondages SHADOZ fournissent simultanément des profils de température, de pression et d'humidité. Actuellement, le réseau SHADOZ compte 13 stations réparties dans les tropiques et subtropiques. Dans le cadre de ce travail nous avons analysé les données obtenues sur 8 sites SHADOZ localisés dans l'hémisphère sud, à savoir : Nairobi, Natal, Ascension Island, Java, Samoa, Fiji, Réunion et Irène. Les observations par radiosondages collectées par le réseau SHADOZ sont souvent exploitées par la communauté scientifiques pour des travaux de validation des observations de colonnes d'ozone troposphérique obtenues par satellites (Ziemke et al., 2006 et 2011 pour le cas spécifique du capteur MLS/OMI), ou de profils de concentrations d'ozone troposphériques et stratosphériques de l'ozone dans l'hémisphère sud (Mzé et al., 2010 ; Sivakumar et al., 2010), ou pour les caractéristiques dynamiques de la tropopause dans l'hémisphère sud (Sivakumar et al., 2006 et 2011 ; Thompson et al., 2012) , ou l'analyse de la variabilité et des tendances de l'ozone et de la température en région tropicale (Lee et al., 2010; Randel et Thompson 2011), ou l'étude climatologique de l'ozone et de la température entre la couche limite atmosphérique et la moyenne stratosphère (Thompson et al., 2003b ; Diab et al., 2004 ; Sivakumar et al., 2007 ; Bègue et al., 2010). Notons que les ballons-sondes dépassent rarement 32 km. Aussi, l'observation par satellite demeure la principale technique pour se procurer des mesures à des altitudes supérieures.

L'instrument satellitaire MLS est l'un des sondeurs les plus récents dédiés à l'observation de l'atmosphère de la Terre. MLS est un radiomètre micro-onde qui mesure l'émission thermique au limbe dans le domaine de l'infrarouge où des profils verticaux du rapport de mélange de l'ozone, de température et de pression sont dérivés. MLS a été lancé pour la première fois à bord du satellite UARS, puis sur EOS-Aura lancé en juillet 2004 et sur lequel il demeure opérationnel jusqu'à ce jour (NASA, 2010). Dans le cadre de ce travail, les profils d'ozone issus du sondeur MLS embarqué à bord du EOS-Aura sont utilisés ; les émissions thermiques des différents composés atmosphériques, y compris l'ozone, sont détectées sur des longueurs d'ondes de quelques millimètres (Waters et al., 2006 ; Read et al., 2004). La version v3.3 des profils MLS est celle utilisée dans le cadre de ce travail. Cette version est la 3^{ème} et dernière disponible pour les utilisateurs (Livesey et al., 2011).

Bien que les satellites offrent le meilleur moyen de réaliser des observations globales de l'atmosphère, les données qui en dérivent sont souvent entachées d'incertitudes élevées et sont d'une moins bonne résolution comparées aux mesures effectuées par des instruments installés au sol. Raison pour laquelle une validation de chaque version des données satellites s'avère nécessaire avant son utilisation à des fins d'analyse. La validation, par exemple, de la moyenne zonale du profil d'ozone du satellite SBUV (Solar Backscatter Ultra-Violet), version 8.6, a été faite en s'appuyant sur d'autres profils issus d'observations in-situ (radiosondage, Umkehr, Lidar, micro-onde) et une variété d'observations satellites (MLS et SAGE II -Stratospheric Aerosol and Gaz Experiment- notamment) (Kramarova et al., 2013). Les profils d'ozone MLS issus de la version v1.5 obtenus entre janvier 2005 et mars 2005 ont été validés pour la première fois par Froidevaux et al. (2006) en les comparant avec des profils radiosondages et des profils satellites (SAGE II, HALOE -HALogen Occultation Experiment), POAM (Polar Ozone and Aerosol

Measurement), AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder et ACE -Atmospheric Chemistry Experiment). A travers leurs études, ils ont démontré que la concordance entre les profils MLS v1.5 et les profils issus des autres instruments varie entre 5 et 10% ; et ont proposé par la suite une méthode permettant de réduire les erreurs systématiques. D'autres analyses d'inter-comparaison ont été effectuées entre MLS v1.5 et des profils issus d'observation in-situ en Suisse (Hocke et al., 2007) et d'observation satellite (Barret et al., 2006). Plusieurs publications se sont aussi focalisées sur la validation des profils MLS version v2.2. Nous pouvons noter Froidevaux et al. (2008) où, après avoir comparé les profils MLS et d'autres profils issus de différents instruments satellites et LiDAR, ont montré que les profils MLS présentent une incertitude de 5% dans la stratosphère et 10% au niveau de la basse stratosphère, où MLS surestime les quantités d'ozone en comparaison aux autres observations. Une publication de Jiang et al. (2007) est axée sur la comparaison de la version v2.2 des profils MLS avec des mesures radiosondages et des observations par LiDAR. Livesey et al. (2008) ont publié une étude focalisée sur la comparaison des profils MLS troposphérique avec des mesures d'ozone effectuées à bord des avions commerciales pendant les campagnes MOZAIC, PAVE et INTEX-B. Les résultats de toutes ces publications confirment que la version v2.2 a nettement amélioré la qualité des profils par rapport à la v 1.5. Cette même version v2.2 de MLS est utilisée comme référence pour la validation des profils du capteur OMI (Liu et al., 2010) à bord du satellite EOS-Aura et pour l'étude climatologique de l'ozone en moyenne et haute stratosphère. Dans le cas de notre étude, nous travaillons avec les profils MLS de la version v3.3. Cette dernière est considérée comme étant la plus améliorée (Livesey et al., 2011) et est disponible sur le site web <http://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/MLS/V03/L2GPOVP/O3/>. Dans le présent chapitre, nous avons affiné le travail de validation des profils MLS v3.3 dans notre région d'étude en les comparant avec des profils radiosondage du réseau SHADOZ. Les profils d'ozone obtenus par radiosondage sont souvent utilisés pour valider les profils d'origine satellite (Hubert et al., 2015 ; Ziemke et al., 2006 ; Ziemke et al., 2011). Hubert et al. (2015) ont évalué le comportement des profils d'ozone livrés par différents instruments satellitaires y compris MLS et ils se sont rendu compte qu'un biais moyen d'environ 5% s'observe sur les mesures issues des différents instruments dans la bande d'altitude 20-40 km où un bon accord est aussi retrouvé entre les mesures satellites et celles effectuées par radiosondage et par LiDAR. L'accord entre les mesures satellite et sol se dégrade aux environs de la tropopause, où la variabilité naturel de l'ozone entraîne une divergence sur la précision des mesures effectuées par les différents instruments. Après évaluation des profils MLS et radiosondage, nous les avons combinés au niveau de la stratosphère pour construire des profils d'ozone couvrant la bande d'altitude 1-62 km.

La technique de combinaison des profils de sources différentes est couramment utilisée pour faire une étude climatologique de la couche d'ozone. En effet, pour obtenir la climatologie de l'ozone, McPeters et al. (1997) ont intégré les radiosondages jusqu'à l'altitude d'éclatement du ballon, puis ajouter à partir de cette altitude la climatologie de la colonne intégrée de l'ozone obtenue à partir de satellite SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet). Sivakumar et al. (2007) ont combiné les profils radiosondages et les profils livrés par le satellite SAGE II pour construire la climatologie de l'ozone au-dessus de l'île de la Réunion. Pour

obtenir une climatologie globale de l'ozone, McPeters et al. (2007) et (2012) ont adopté une technique de combinaison consistant à fusionner les profils dans la moyenne stratosphère. Ainsi, la partie troposphère est constituée des mesures radiosondage et la partie haute stratosphère est constituée des données satellites (SAGE II ou MLS). Dans ce chapitre, la technique utilisée pour fusionner les profils MLS et SHADOZ dérive d'une combinaison de la méthode de McPeters et al. (2012) et celle de Sivakumar et al. (2007).

Les mesures de la colonne totale d'ozone (TCO) d'origine satellite ont également été validées dans plusieurs travaux. Bracher et al. (2005) ont vérifié la qualité des mesures de colonne d'ozone stratosphérique effectuées à l'échelle globale par l'instrument SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption spectrometer Atmospheric Chartography) à bord du satellite ENVISAT (Environment Satellite) en les comparant à d'autres observations effectuées par l'instrument satellite GOME (Global Ozone Monitoring Experiment). La validation des produits de la TCO obtenue par OMI a été effectuée en se basant sur des mesures effectuées par les spectromètres Dobson et Brewer (Balis et al., 2007a). Dans ce même volet, Kroon et al. (2006) ont comparé le produit « overpass » OMI-TOMS avec des mesures colocalisées effectuées à partir de l'instrument Dobson. Dans cet article, les auteurs ont obtenu un biais moyen de 1% entre les deux observations en dehors des tropiques. Plusieurs travaux ont rapporté que la TCO mesurée par TOMS a été évaluée en se basant sur des études comparatives avec des données issues des instruments au sol sur un groupe de stations réparties dans le globe (Balis et al., 2007b; McPeters et Labow, 1996; Bramstedt et al., 2003). Bramstedt et al. (2003) ont également rapporté que la version v7 de TOMS tend à surestimer l'ozone total dans l'Hémisphère Sud, avec un biais moyen d'environ 2%.

Il est ainsi important de réaliser une étude affinée dans notre région sur les mesures des TCO d'origine satellite. Les données des TCO d'origine satellitale utilisées dans le cadre du présent travail, ont été validées en se basant sur un processus d'inter-comparaison entre les jeux de données. Le premier exercice effectué concerne la comparaison entre les données OMI et celles des spectromètres basés au sol dont SAOZ et Dobson sur 8 sites (Natal, Marcapomacocha, Réunion, Bauru, Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne). Les données OMI ont été par la suite utilisées pour évaluer la qualité des mesures TCO effectuées par le capteur satellite TOMS au-dessus de tous les sites (13 au total) considérés dans ce travail. Il s'agit des 8 sites appartenant au réseau SHADOZ (Nairobi, Natal, Java, Ascension Island, Samoa, Fiji, Réunion et Irène) et 5 sites supplémentaires où il y a eu seulement des mesures spectrométriques, à savoir : Marcapomacocha, Bauru, Springbok, Buenos Aires et Melbourne. Un autre travail d'évaluation des mesures TCO sur les 13 sites concerne la validation des mesures d'ozone obtenues par le capteur IASI en les comparant avec celles mesurées par les instruments Dobson, SAOZ et OMI. Ce dernier travail est original dans la mesure où aucune validation des mesures IASI n'a été réalisée jusqu'alors sur la région d'étude considérée. Après inter-comparaison des mesures des TCO effectuées sur le même site, nous avons procédé à une combinaison de ces différentes mesures afin de construire pour chaque région une longue série temporelle, homogène et de bonne qualité.

Ce chapitre est organisé de la manière suivante : après une description des instruments et des données utilisées dans la section 2, nous allons présenter dans la section 3 la méthode adoptée pour évaluer et inter-comparer les différents jeux de données. La section 4 sera consacrée à la présentation des résultats obtenus sur les études d'inter-comparaison et de validation des colonnes totales mesurées sur les différents sites. La Section 5 présente une méthode consistant à combiner les différents jeux de données et construire les séries temporelles représentatives de 3 bandes latitudinales d'études (équatoriale, tropicale et subtropicale). C'est dans la section 6 que l'inter-comparaison et la fusion des profils MLS et SHADOZ seront effectuées. Une synthèse du chapitre sera présentée à la section 7.

2.2. Source des mesures d'ozone

Les données d'ozone traitées dans le cadre de ce travail sont issues de plusieurs sources, d'abord à partir des instruments effectuant des mesures depuis le sol dont les radiosondages et les spectromètres Dobson et SAOZ. Les mesures effectuées par Dobson et SAOZ sont disponibles sur les sites <http://woudc.org> et <http://www.pole-ether.fr>.

Tableau 2. 1: Couverture temporelle des données collectées pour chaque station considérée (13 au total)

Stations	Dobson/SAOZ	OMI	IASI	SHADOZ	MLS	TOMS
Bauru /SAOZ	nov.95-dec.12	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12			Jui.96-dec.05
Buenos Aires	Jan.90-dec.12	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12			Jui.96-dec.05
Irène	Juil.90-dec.12	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2012	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05
Marcapomacocha	fév.00-dec.10	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12			Jui.96-dec.05
Melbourne	Jan.90-dec.12	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12			Jui.96-dec.05
Natal	Jan.90-sep.06	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2010	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05
Réunion / SAOZ	aou.93-dec.12	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2012	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05
Springbok	mar.95-dec.12	Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12			Jui.96-dec.05
Ascension		Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2010	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05
Nairobi		Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2012	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05
Samoa		Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2012	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05
Fiji		Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2011	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05
Java		Oct.04-dec.12	Jun.08-dec.12	1998-2012	Oct.04-dec.12	Jui.96-dec.05

Ces mesures sont complétées par des données d'origine satellites (TOMS, OMI et IASI pour la TCO et MLS pour les profils d'ozone). Les mesures effectuées concernent 13 sites, tous localisés dans l'hémisphère sud entre l'équateur et la latitude 40° S (voir figure 0.5). Ce choix est dû au fait que l'étude est axée sur l'analyse de l'ozone en région tropicale et subtropicale. Le tableau 2.1 donne la liste des stations et la couverture temporelle de chaque type de donnée. La description des instruments et de chaque type de donnée sera explicitée dans les paragraphes suivants.

2.2.1. Spectromètres Dobson et SAOZ

2.2.1.1. Le spectromètre SAOZ

Le SAOZ est un instrument de télédétection passive qui mesure la lumière solaire rétrodiffusée à partir du zénith. L'instrument est désigné pour les observations de la colonne verticale de l'O₃ et du NO₂ dans une bande spectrale de longueur d'onde comprise entre 300 et 600 nm suivant une résolution de 0.8 nm (Hendrick et al., 2011 ; Pazmiño, 2010). Les observations sont effectuées depuis la surface terrestre pendant le lever et le coucher du soleil. Les observations faites pendant le lever et le coucher du soleil permettent de maximiser le parcours optique dans la stratosphère (20 fois plus que le parcours optique dans la troposphère), ce qui permet d'examiner la stratosphère. La précision des mesures est de 4.7% pour l'O₃ et 10% pour le NO₂.

L'instrument peut être divisé en trois parties: « le spectromètre » lui-même, qui collecte la lumière, la « boîte d'interface » pour relier le spectromètre à « un ordinateur ». Le spectromètre SAOZ est placé en plein air. Il est placé dans une boîte étanche. Au-dessus de la boîte, une fenêtre de quartz est montée afin de visualiser le ciel au zénith avec un demi-champ de vision de 10°. Le quartz est utilisé pour permettre la détection de la lumière ultraviolette et visible. Le champ de vision est limité par des déflecteurs entre la fenêtre de quartz et un obturateur pour prendre en compte l'ouverture du spectromètre.

Le dispositif électronique se compose de cinq parties. La première est conçue pour l'acquisition du spectre, la 2^{ème} pour entrainer l'obturateur et surveiller la température de la boîte et du détecteur, la 3^{ème} sert au contrôle du courant nécessaire au fonctionnement de l'appareil, la 4^{ème} est le CPU où différents programmes d'acquisition et de test de l'information sont logés, et la 5^{ème} est destinée à la géolocalisation de l'appareil. Selon le logiciel stocké sur la carte CPU, les mesures sont effectuées du lever au coucher du soleil jusqu'à un angle zénithal solaire (SZA) de 96°. Le temps d'exposition est ajusté automatiquement entre 0,1 s et 60 s afin d'optimiser le signal. .

L'ordinateur externe est utilisé pour l'enregistrement et l'analyse des spectres, ainsi la valeur de la colonne totale de l'ozone est calculée à partir de la moyenne pondérée de l'ozone mesuré pour des SZA compris entre 86° et 91° en utilisant un facteur de masse d'air (AMF) modélisé. Récemment, une version améliorée de la colonne totale de l'ozone a été mise à jour, suite à une modélisation du facteur de masse d'air O3 (AMF) utilisant les profils climatologiques TOMS V8 (Hendrick et al., 2011). Cette climatologie

a été construite en combinant les profils moyens mensuels climatologiques (moyennés par bande de latitude de 10°) mesurés par les satellites SAGE II, MLS, et par radiosondages. Elle a une couverture globale et s'étend de 0 à 60 km d'altitude. Le produit SAOZ amélioré a été comparé avec des produits de TOMS, GOME, SCIAMACHY et OMI sur des sites du réseau NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) ; un bon accord a été observé entre les mesures effectuées par SAOZ et les satellites (Hendrick et al., 2011 ; Pastel et al., 2014).

Tableau 2. 2 : Nombre de jour d'observation SAOZ par mois et par site

Site	Période	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bauru	95-12	427	442	476	490	510	457	469	468	465	463	410	473
Réunion	93-12	486	449	507	527	485	491	483	478	528	509	512	527

Nous avons utilisé dans le cadre de cette thèse la version améliorée de la colonne total de l'ozone enregistrée sur l'île de la Réunion (21.06° S, 55.48 E) et sur le site Bauru (22.34° S, 49.03 W) au Brésil pendant les périodes respectives d'août 1993 à décembre 2012 et de novembre 1995 à décembre 2012. Le nombre de jours d'observations enregistrées par mois et par site est présenté dans le tableau 2.2.

2.2.1.2. Le spectromètre Dobson

L'idée à l'origine du développement de l'instrument Dobson est d'étudier la circulation atmosphérique en utilisant l'ozone comme traceur. Le spectromètre Dobson est le premier instrument utilisé par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM/ WMO) pour les mesures de l'ozone. Il sert à mesurer la TCO contenue dans l'atmosphère à une position géographique déterminée. Le principe est basé sur l'absorption du rayonnement ultraviolet solaire compris sur des paires de bandes spectrales où les molécules d'ozone représentent différentes caractéristiques d'absorption. On mesure l'intensité relative aux longueurs d'ondes choisies. Les paires les plus utilisées sont les doubles paires (305.5/325.5 nm et 317.6/339.8 nm) et (311.45/332.4 nm et 316.6/339.8 nm) indépendamment des conditions d'observation (conditions météorologiques et de la géométrie de la position d'observation par rapport à l'angle zénithale) (WMO/OMM, 2008 ; Komhyr, 1993). Actuellement le réseau Dobson est constitué de plus de 80 stations à travers le monde. La plupart des instruments Dobson opérationnels sont calibrés par rapport au Dobson No 83, qui est maintenu et désigné comme la référence mondiale de calibration par l'ESRL (Earth System Research Laboratory) et l'OMM. Le mode de fonctionnement de l'instrument Dobson est détaillé sur WMO/OMM, (2008) : la lumière solaire pénètre dans l'appareil à travers une fenêtre localisée dans la partie supérieure. Elle est ensuite réfléchiée par un prisme à angle droit, puis tombe sur la fenêtre S1 d'un spectroscopie (voir figure 2.1). Ce dernier est constitué d'un verre de quartz consistant à mettre en parallèle la lumière réfléchiée, d'un prisme qui décompose la lumière, d'un miroir qui réfléchit la lumière à travers le prisme et d'une lentille qui forme le spectre dans le plan focale de l'instrument. Les longueurs d'onde requises sont isolées au moyen de fenêtre S2, S3, et S4 situés au plan focal de l'instrument (voir figure 2.1).

Deux tiges d'obturation sont montées dans la base du spectrophotomètre. A gauche de la fenêtre S4, une tige obturateur est utilisée durant les tests du spectrophotomètre. La sélection des longueurs d'onde lors des mesures de l'ozone est faite par rotation des leviers Q1 et Q2 sur une position spécifique dans le tableau de réglage Q fourni sur l'appareil (voir figure 2.1).

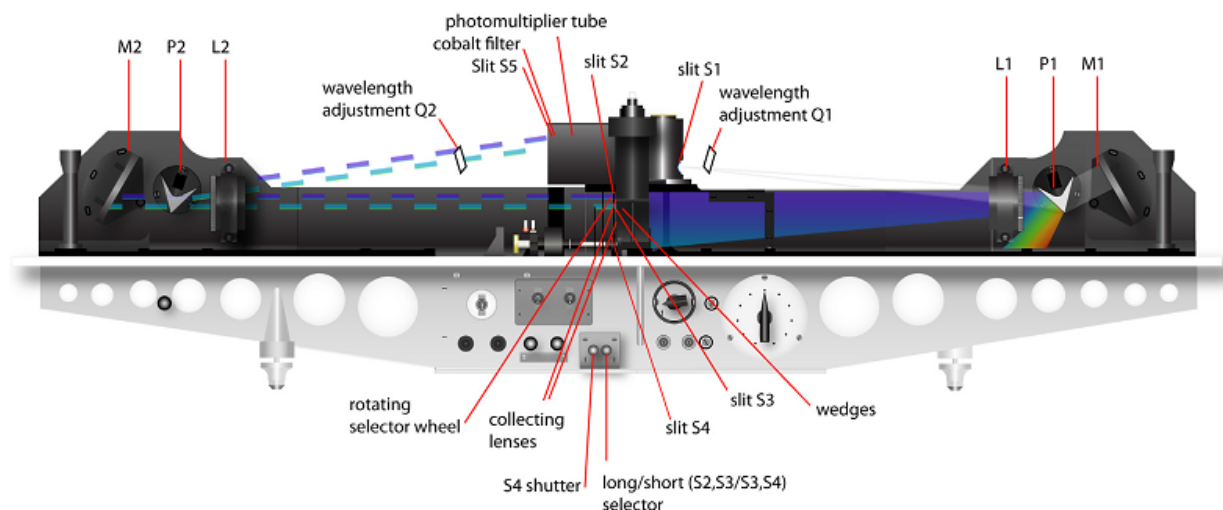


Figure 2. 1: *Vue schématique du système optique du spectromètre Dobson (WMO/ OMM, 2008).*

Les mesures issues du spectromètre Dobson sont considérées comme ayant la plus faible incertitude, 2% selon Basher (1995) et Komhyr, (1989). Elles sont souvent utilisées comme référence pour valider les mesures des autres instruments. Dans le cadre de ce travail, nous avons analysé les données des colonnes totales d'ozone enregistrées sur 6 sites de l'hémisphère sud localisés dans les tropiques et les subtropiques : Natal, Marcapomacocha, Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne. On retrouve dans le tableau 2.1 les coordonnées géographiques et la couverture temporelle de mesures Dobson utilisées dans ce travail. Le nombre des jours d'observations enregistrées par mois et par site est consultable dans le tableau 2.3.

Tableau 2. 3: *Nombre de jours d'observation Dobson par moi et par site.*

Site	Période	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Natal	90-06	251	248	274	229	255	228	223	242	258	286	247	263
Marcapomacocha	00-10	134	107	180	202	229	225	226	207	230	203	174	170
Irène	90-12	452	386	467	512	535	504	605	605	611	552	466	444
Springbok	95-12	492	430	443	434	423	426	463	442	496	498	502	530
Buenos Aires	90-12	654	603	658	634	677	612	658	634	616	668	589	628
Melbourne	90-12	682	603	692	672	689	672	677	658	664	687	661	678

2.2.2. Les radiosondages

Les données ozonesondes utilisées ici sont issues du réseau SHADOZ. Ce réseau est constitué par des stations de mesures radiosondages localisées dans les tropiques et les subtropiques. Le radiosondage est un procédé de mesure météorologique in situ. Un ensemble de capteurs mesurant les données pertinentes intégrés à l'intérieur d'un boîtier de quelques centaines de grammes (radiosonde) s'élève dans l'atmosphère grâce à un ballon en latex gonflé à l'hélium. L'ozone est mesuré à partir d'une sonde électrochimique de type ECC (Electro Chemical Cell). Dans le cas des mesures SHADOZ, la sonde électrochimique est couplée à la sonde météo servant à mesurer la température, la pression et l'humidité. Les données mesurées sont transmises par radio, et la localisation verticale et horizontale du ballon se fait à l'aide d'un dispositif GPS. Plus de détails sur l'instrumentation, la validation des mesures, et le mode opératoire des sondes ECC sont donnés par Smith et al. (2007), Thompson et al. (2003a) et (2007). Le dispositif permet aussi de déterminer la direction et la vitesse du vent. Cette procédure s'effectue jusqu'à l'éclatement du ballon, le plus souvent à une altitude inférieure à 32 km. Les profils d'ozone du réseau sont souvent utilisés pour des études de validations d'autres profils issus des mesures satellitaires (Mzé et al. 2010 ; Jiang et al. 2007) ou LiDAR.

Tableau 2. 4: Nombre de profils mensuels enregistrés sur chaque site durant la période d'étude (1998-2012)

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	totaux
Irène	17	16	22	20	21	19	17	19	24	26	23	22	246
Réunion	44	35	43	42	43	44	33	22	41	43	40	31	461
Fiji	25	25	34	33	19	26	33	27	24	24	29	20	319
Samoa	40	49	51	42	42	40	48	43	39	41	44	39	518
Ascension	51	40	52	39	49	46	44	51	47	43	47	40	549
Java	28	26	27	23	23	26	28	33	32	25	28	24	323
Natal	46	39	44	36	41	42	35	36	39	42	40	38	478
Nairobi	51	47	51	44	54	58	55	56	56	57	53	45	627
Totaux	302	277	324	279	292	301	293	287	302	301	304	219	3521

Les profils d'ozone utilisés dans ce travail proviennent de 8 stations de l'hémisphère sud, localisées dans les tropiques et les subtropiques : Natal, Nairobi, Ascension Island, Java, Fiji, Samoa, Réunion et Irène. Ces données couvrent une période de 15 ans entre janvier 1998 et décembre 2012. Les profils d'ozone du réseau SHADOZ sont en accès libre sur le site <http://croc.gsfc.nasa.gov/shadoz/>. La couverture temporelle des profils enregistrés sont présentées dans le tableau 2.1. La fréquence d'observation de l'ozone par radiosondage sur les sites sélectionnés varie de 0 et 6 lâchers par mois. Le tableau 2.4 donne le nombre de profils mensuels enregistrés sur les stations considérées pendant la période d'observation (1998-2012).

Etant donné le nombre limité d'observations par mois, il a été utile de réaliser un prétraitement des profils composant la base de données. Ce prétraitement consiste à écarter les anomalies d'ozone observées sur quelques profils journaliers ou des situations particulières qui apparaissent parfois à certains niveaux d'altitude et qui sont susceptibles de biaiser le calcul du profil mensuel (voir figure 2.2). En effet, pour une station donnée, il est possible de n'enregistrer qu'un seul profil pendant un mois; ce profil est cependant supposé comme étant le profil moyen mensuel. Toutefois, il n'est pas tout à fait certain que ce profil soit représentatif du mois en question. Des analyses complémentaires s'avèrent donc nécessaires pour le valider complètement ou partiellement. Un autre cas que l'on rencontre est celui d'un profil enregistré dans des conditions météorologiques ou instrumentales particulières, et comporte des anomalies par rapport aux autres profils enregistrés au cours du mois. L'anomalie peut concerner tous les niveaux d'altitude composant le profil ou seulement une ou plusieurs couches d'altitude. Un prétraitement consiste à détecter et retirer les anomalies de mesures avant de calculer le profil mensuel. La valeur d'un profil d'ozone enregistrée sur un niveau d'altitude est considérée anormale si elle est définie au-delà de plus ou moins deux fois l'écart-type par rapport à la valeur moyenne mensuelle enregistrée à ce niveau d'altitude. La valeur anormale est retirée et la moyenne mensuelle à ce niveau est recalculée en considérant seulement les valeurs des autres profils enregistrées au cours du même mois. Dans le cas d'un profil unique considéré comme étant moyen mensuel pour une année donnée, celui-ci est comparé de la même façon avec le profil climatologique du mois. Si une anomalie est détectée au niveau du profil à un niveau d'altitude, la moyenne climatologique mensuelle à ce niveau est recalculée en considérant uniquement les moyennes mensuelles enregistrées dans les autres années.

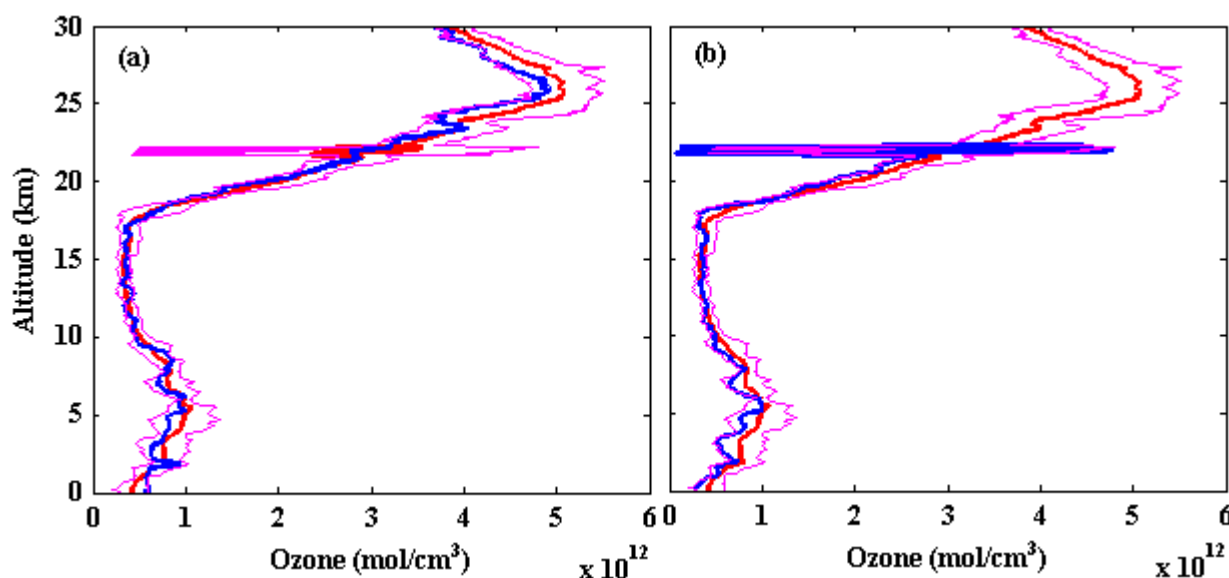


Figure 2. 2 : Profils verticaux d'ozone obtenus par radiosondage au-dessus d'Ascension Island pendant le mois de janvier 2008. Le profil en rouge représente la moyenne mensuelle calculée pour janvier, tandis que les profils tracés en bleu sont ceux enregistrés le 03(a) et le 31 (b) janvier 2008.

La figure 2.2 présente une situation rencontrée en janvier 2008 sur le site d'Ascension Island. Le profil d'ozone enregistré le 31 janvier 2008 (ligne bleu (b)) présente une anomalie à 21.75 km tandis que

celui du 03 janvier 2008 (ligne bleu (a)) se trouve cadré entre $\pm 1.3\sigma$ par rapport à la moyenne mensuelle calculée a priori. Cependant, l'anomalie observée le 31 janvier 2008 a été retirée et la moyenne mensuelle est de nouveau recalculée. Le principe de l'exercice est de construire une base donnée « propre » sans valeurs aberrantes. Comme il est mentionné, les anomalies d'ozone peuvent être enregistrées lors d'une observation sous des conditions atmosphériques particulières ou lorsqu'il y a une défaillance instrumentale. Dans les deux cas, une étude supplémentaire est nécessaire pour évaluer l'anomalie. S'il s'agit d'une défaillance instrumentale, la mesure doit être retirée de la base des données ; dans le cas contraire la mesure est considérée comme « événementiel », et est conservée. Du fait de la résolution, notons que, contrairement aux radiosondages, les mesures satellites (c'est notamment le cas du capteur MLS, par exemple, dont la résolution moyenne est de 2.5km) ne restituent pratiquement aucun des cas dits « événementiels » d'ozone. Etant donné que dans la suite de ce travail il est envisagé de compléter les profils radiosondages par des profils MLS, il est donc nécessaire d'harmoniser les deux bases de données sur une même échelle verticale, d'où la nécessité de supprimer temporairement les anomalies d'ozone dans les profils.

2.2.3. Les instruments satellitaires

2.2.3.1. La sonde MLS

L'instrument MLS a été lancé pour la première fois à bord du satellite UARS et a fonctionné entre septembre 1991 et Août 2001, puis une seconde fois à bord de l'EOS-Aura lancé dans une orbite quasi-polaire à 705 km le 15 juillet 2004 (Read et al., 2004). MLS a un angle d'inclinaison de 98° et traverse l'équateur en mode ascendante à 13h45 heure locale. Il scanne l'atmosphère terrestre au limbe toutes les 24.7 s, permettant la réalisation jour et nuit des mesures à la même latitude espacées de 165 km ($\sim 1.5^\circ$) tout au long de son orbite. Un de ses principaux objectifs est l'étude de la distribution de l'ozone et des polluants dans la haute troposphère, ainsi que la composition chimique de la stratosphère, dont l'ozone notamment (Waters et al., 2004). MLS est un sondeur micro-onde mesurant le millimètre et le submillimètre des émissions infra-rouge sur 5 bandes spectrales allant de 118 GHz à 2.5 THz. Ces bandes sont couvertes par 7 radiomètres dont : 118 GHz (R1A et R1B), 190 GHz (R2), 240GHz (R3), 640 GHz (R4) et 2.5 THz (R5A et R5B) (Read et al., 2004 ; Livesey et al., 2008 ; Waters et al., 2004 ; Kramarova et al., 2013). La conception et la calibration des champs d'observation de ces radiomètres sont bien détaillées dans deux articles complémentaires : Cofield et Stek, (2006) et Pickett, (2006). Avec cette gamme radiométrique, MLS fournit des mesures de plusieurs espèces chimiques stratosphériques à savoir le monoxyde de carbone, l'ozone, la vapeur d'eau, les ODS (Ozone depleting substances), les radicaux hydroxyles, les propriétés des nuages de glace stratosphériques, les oxydes de soufre d'origine volcanique et des profils de température et de géopotential. Les informations de l'ozone sont restituées à partir de la bande spectrale 240 GHz appelée communément R3 pour désigner le radiomètre 3 de MLS. Au niveau du R3, la sensibilité est plus élevée dans la mésosphère et dans la troposphère (Livesey et al., 2008 et 2011). Les performances radiométriques et spectrales des radiomètres sont discutées par Jarnot et al. (2006). Ces derniers estiment

que l'incertitude systématique à l'échelle de 3σ liée à la calibration radiométrique est de 0.5% et celle de la calibration spectrale varie entre 0.5 et 1%. La technique adoptée sur le calcul de la radiance est consultable à travers le travail de Schwart et al. (2006) et Read et al. (2004) et (2006). L'algorithme adopté pour récupérer le niveau 2 (L2) des paramètres géophysiques, tels que les profils d'ozone et de température est détaillé par Livesey et al. (2006) et (2011). Il s'agit d'un algorithme basé sur la méthode d'estimation optimale standard. Pour plus d'information au sujet de MLS et son mode d'opération, le lecteur peut consulter le site <http://mls.jpl.nasa.gov/>.

2.2.3.2. TOMS à bord du satellite Earth-probe

L'instrument TOMS embarqué à bord du satellite Earth-probe (EP-TOMS) est le dernier (1996-2005) de la série des instruments TOMS, après le Nimbus-7 (1978-1998), Meteor-3 (1991-1994) et ADEOS (1996-1997). Il était le seul instrument embarqué à bord du satellite Earth-Probe lancé le 02 juillet 1996 sur une orbite quasi-polaire héliosynchrone, d'abord à 500 km d'altitude avec un angle d'inclinaison d'environ 98° afin de fournir à haute résolution spatiale ses informations pour l'étude de processus d'échelles locales (McPeters et al., 1998). Toutefois, après l'échec du satellite ADEOS en décembre 1997, l'instrument EP-TOMS a été renvoyé avec une orbite à 739 km, et un angle d'inclinaison légèrement changé à 98.4° , dans le but de fournir une couverture mondiale plus complète de la distribution de l'ozone et d'autres espèces telle que le dioxyde de soufre. L'instrument TOMS est un spectromètre ayant une visée au nadir qui mesure à la fois l'énergie entrante et rétrodiffusée des rayonnements ultraviolets solaires sur six longueurs d'onde différentes (379.95 nm, 359.88 nm, 339.66 nm, 331.06 nm, 317.35 nm et 312.34 nm). La résolution spatiale est de $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$. L'instrument utilise un seul monochromateur et un miroir de balayage pour échantillonner le rayonnement ultraviolet solaire rétrodiffusé à 35 points, échantillonnés sur un intervalle de 3 degrés tout au long d'une ligne perpendiculaire à son plan orbital (Bramstedt et al., 2003). Ainsi, à chaque cycle, le scanneur mesure 35 scènes, puis il revient à sa position initiale sans faire de mesure ; puis recommence l'observation 8 min plus tard.

2.2.3.3. L'imageur OMI

OMI est un instrument à bord du satellite Aura ou (EOS CH-1) lancé le 14 juillet 2004 sur une orbite quasi-polaire héliosynchrone à 705 km d'Altitude. Il traverse l'équateur à 13h54 heure locale lors de sa phase ascendante. L'instrument opère avec un angle d'inclinaison orbital d'environ 98.1° permettant de fournir une couverture latitudinal allant de 82° N jusqu'à 82° S . OMI est un spectromètre à visée au nadir qui mesure les radiations rétrodiffusées par le système « terre » sur une gamme de longueur d'onde comprises entre 270 nm et 500 nm (Bhartia, 2002). Dans cette large gamme spectrale, les concentrations des gaz traces tels que l' O_3 , le NO_2 , les propriétés optiques des aérosols et des nuages sont déduites sur trois régions (UV-1, UV-2 et VIS) avec une résolution spectrale comprise entre 0.42–0.63 nm. Sa résolution spatiale est de $13 \text{ km} \times 24 \text{ km}$ dans l'UV-2 (310–365 nm) et le visible (350–500 nm) ; par contre elle est de $13 \text{ km} \times 48 \text{ km}$ dans l'UV-1 (270–310) nm. Après récupération des radiations rétrodiffusées, la radiance

est calculée en interpolant et en ajustant une radiance pré-calculée à partir d'un code de transfert radiative appelé TOMRAD.

2.2.3.4. L'Interféromètre IASI

IASI est un instrument développé par le CNES (centre national d'études spatiales) en collaboration avec EUMETSAT. IASI a volé pour la première fois à bord du satellite MetOp-A lancé le 19 octobre 2006 sur une orbite quasi-polaire héliosynchrone à 817 km d'altitude. Le satellite MetOp traverse le plan équatorial deux fois par jour, à 9h30 et 21h30 heure locale solaire respectivement pendant les phases ascendantes et descendantes (Boynard et al., 2009 ; Clerbaux et al., 2009). IASI est un interféromètre à transformée de Fourier (FTS) qui mesure dans l'infrarouge. Les spectres enregistrés sont émis par le système Terre-Atmosphère sur une gamme spectrale comprise entre 645 cm^{-1} et 2760 cm^{-1} suivant une résolution spectrale comprise entre 0.3 et 0.5 cm^{-1} (Boynard et al. 2009 ; Massart et al., 2009 ; Turkety et al., 2004 ; Antón et al., 2011). Ainsi, IASI a la capacité de fournir des informations radiatives des nuages et des profils de température (précision 1 K) et d'humidité (précision 10%), avec une résolution verticale de 1 km et un échantillonnage horizontal de 25 km. L'instrument IASI comporte également un radiomètre imageur infrarouge qui permet de superposer les sondages interférométriques avec les images du radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) embarqué sur MetOp. IASI fournit également des informations sur d'autres espèces chimiques (CO , CO_2 , N_2O et CH_4) susceptibles d'absorber les émissions infrarouges. Notons que seules les données de l' O_3 sont utilisées dans le cadre de ce travail. L'ozone sur IASI est récupéré à partir de la longueur d'onde $9.6\text{ }\mu\text{m}$ où la molécule présente une forte absorption (Clerbaux et al., 2009). Au niveau de cette longueur d'onde, le bruit radiométrique de l'instrument est évalué à moins de 0.2 K. IASI opère avec un miroir de balayage offrant une fauché de 48° de part et d'autre de la trace du satellite, couvrant une bande de largeur d'environ 2200 km. Chaque scan du satellite sur le globe ($50\text{ km} \times 50\text{ km}$) est composé d'une matrice circulaire de 2×2 pixels ayant un diamètre de 12 km.

2.2.4. Description des données d'ozone d'origine satellite

2.2.4.1. Les profils d'ozone mesurés par MLS

MLS fournit environ 3500 profils d'ozone par jour. Toutefois, nous nous sommes intéressés aux profils d'ozone enregistrés au voisinage de nos sites d'étude, en considérant les critères suivants : $\pm 4^\circ$ de longitude et $\pm 2.5^\circ$ de latitude par rapport aux coordonnées de la station. Les profils récupérés au-dessus des sites suivant ces critères sont appelés les profils « *overpass* » (OVP). Le nombre de profils OVP collectés pour un site varie entre 0 et 12 par jour. Ainsi, le profil journalier est pris comme étant la moyenne des profils journaliers récupérés. Nous avons utilisé le produit L2 de la version v3.3 référencée à L2GPOVP (Level 2 Geophysical Product Overpass). Cette dernière est la 3^{ème} rendue publique après la version v1.5 et v2.2. Elle a des caractéristiques similaires avec la version v2.2 dans la moyenne atmosphère (stratosphère et la mésosphère).

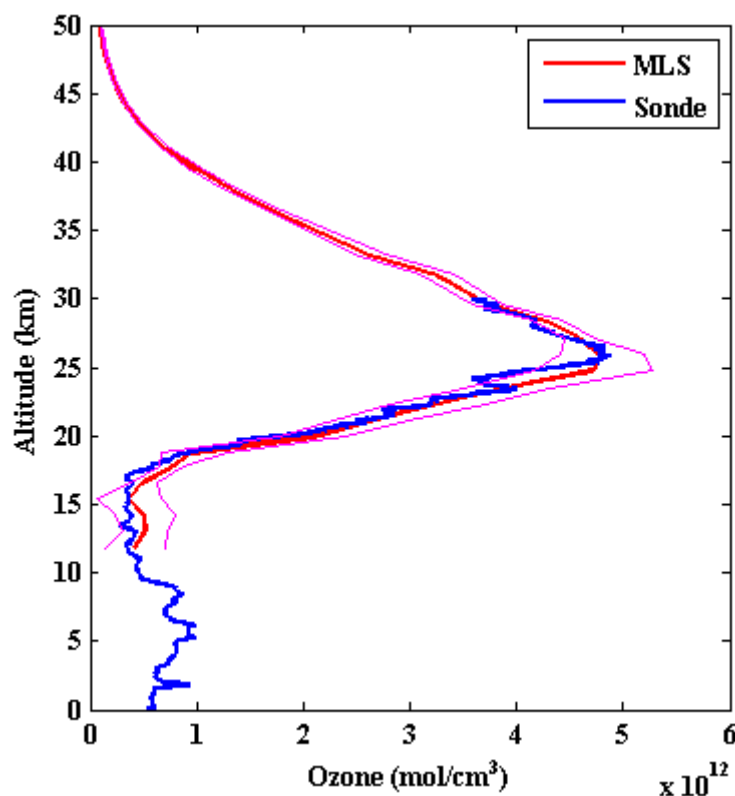


Figure 2. 3 : Profil journalier (rouge) de concentration d'ozone enregistré le 03 janvier 2008 par MLS au-dessus du site « Ascension Island ». Le profil journalier est la moyenne de 12 profils enregistrés autour du site lors du passage du satellite. Les lignes roses représentent 2σ par rapport à la moyenne. Le profil d'ozone tracé en bleu est obtenu par observation radiosondage effectué au-dessus du site le même jour.

Froidevaux et al. (2008) ont montré que les incertitudes liées aux profils MLS v2.2 sont estimées à plus de 10% dans la troposphère et la basse stratosphère, alors qu'elles sont en moyenne de 5% dans les couches supérieures, moyennes et hautes stratosphère. Cependant, des améliorations ont été apportées dans la version v3.3. L'erreur de biais observée dans la troposphère a été réduite, la résolution verticale est évaluée à 2.5 km à partir de la haute troposphère jusqu'à la stratopause et la précision a été améliorée de plus 30% par rapport à la version v2.2. Pour plus d'information au sujet des caractéristiques de la version v3.3 et la comparaison avec la version v2.2, le lecteur peut consulter Livesey et al. (2011) plus précisément entre les pages 115-126. Le profil MLS L2GPOVP v3.3 est constitué de 12 niveaux pour chaque dixième de pression, c'est-à-dire 12 niveaux de pression entre 1000 et 100 hPa, 12 autres niveaux entre 100 et 10hPa... jusqu'à 0.1hPa. Au-dessus de 0.1hPa le nombre de niveaux de pression est réduit. Cependant, il est recommandé d'utiliser les valeurs enregistrées entre 261 et 0.02 hPa (Froidevaux et al., 2008). Pour plus de rigueur et en s'appuyant sur Livesey et al. (2008) et Jiang et al. (2007), il a été considéré ici les valeurs enregistrées entre 215.44 hPa et 0.1hPa (~ 11.83 km - 62.35 km). D'autres critères sont aussi pris en compte pour la fiabilité des profils. Les caractéristiques suivantes sont considérées :

- La qualité du profil doit avoir un seuil supérieur à 0.6.
- Seuls les profils ayant un champ de convergence inférieur à 1.18 sont utilisés,

La figure 2.3 présente le profil moyen d'ozone (rouge) et l'écart-type associé à $\pm 2 \sigma$ (rose), enregistré au passage du MLS sur l'île de l'Ascension le 03 janvier 2008. Ce profil montre la distribution verticale de la concentration de l'ozone entre 11.83 km et 50 km. MLS mesure le rapport de mélange d'ozone en volume noté vmr ($1 \text{ vmr} = 10^{-6} \text{ ppmv}$). La concentration de l'ozone en mol.m^{-3} pour chaque niveau de pression est calculée en utilisant la formule suivante :

$$O3(i)_{\text{mol.cm}^{-3}} = 10^{-4} \frac{N}{R} \times \frac{O3(i)_{\text{vmr}} \times \text{Pression}(i)}{\text{Temperature}(i)} \quad (2.1)$$

Où

- i est le niveau de pression
- R est la constante de gaz parfait, $R = 8.314 \text{ J.mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
- N est le nombre d'Avogadro, $N = 6.022 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$

On remarque une forte similitude entre ce profil MLS et celui enregistré à la même date par radiosondage (bleu). Néanmoins une variabilité non négligeable s'observe sur le profil MLS, plus précisément dans la haute troposphère. Avant d'envisager une combinaison des profils MLS et radiosondage (profil SHADOZ), il est important de repérer les couches d'altitude où la concentration de l'ozone est « relativement » stable et présente une faible variabilité pour les deux types d'observation.

2.2.4.2. Analyse de la variabilité des profils MLS

La variabilité d'une moyenne mensuelle explique comment les données journalières sont dispersées autour de la moyenne mensuelle. Cette variabilité est déterminée par le rapport (en pourcentage) entre l'écart type et la moyenne mensuelle correspondante. Pour ce faire, il a été calculé pour chaque année, les profils de la variabilité mensuelle qui dérivent des profils mensuels et les écarts types associés. Puis, ces profils de variabilité mensuelle sont moyennés pour construire la variabilité de la climatologie de 9 ans d'observation (2004-2012) MLS. La figure 2.4 présente la distribution de la variabilité mensuelle de l'ozone obtenu à partir des observations MLS au-dessus des 8 sites SHADOZ considérés dans cette étude. On observe une variabilité oscillante entre 2% et 12% sur la bande d'altitude 20-55 km pour tous les mois et pour tous les sites.

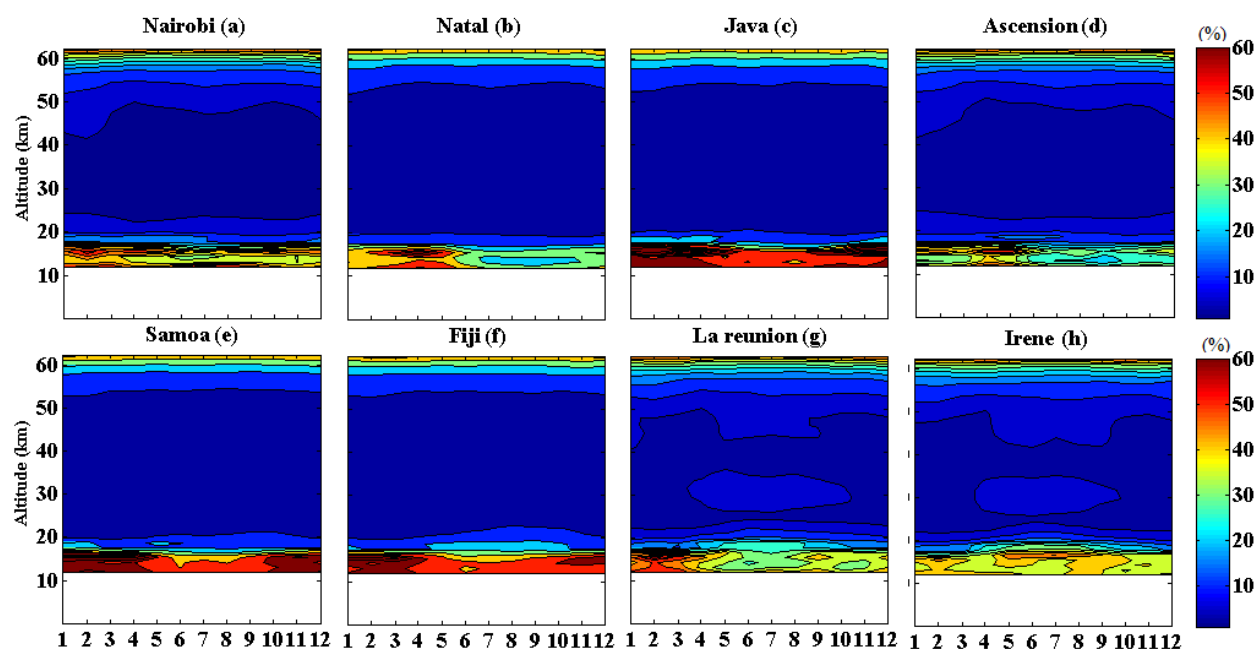


Figure 2. 4 : Variabilité (en %) des profils MLS sur les 8 stations SHADOZ. La variabilité est définie comme le rapport entre l'écart-type et la moyenne mensuelle. Les sites sont numérotés de (a) à (h) dans le sens équateur - subtropic. Les noms des sites sont mentionnés sur les graphes.

Cependant, nous observons pour la Réunion et Irène une variabilité élevée (4% -10%) en hiver par rapport à l'été austral dans les altitudes comprises entre 27 km et 35 km et au-dessus de 45 km. La variabilité enregistrée sur tous les sites au-dessus de 57 km et au-dessous de 20 km est généralement supérieur à 15%, elle est pondérée en été précisément au-dessous de 20 km. Ces résultats signifient que la concentration d'ozone mesurée par MLS est relativement stable entre 20 km et 57 km. Par contre au-delà de cette gamme d'altitude les valeurs journalières présentent une forte dispersion autour de la valeur moyenne mensuelle. Cette dispersion est due en partie aux erreurs systématiques et aux incertitudes liées aux observations MLS dans la haute troposphère et la basse mésosphère (Froidevaux et al., 2008 ; Jiang et al., 2007 ; Livesey et al., 2008 et 2011). Livesey et al. (2011) ont rapporté une large incertitude sur les profils MLS au niveau de la troposphère. A travers leur travail, Livesey et al. (2011) ont expliqué que l'incertitude des profils d'ozone varie entre 5% et 100% sur la bande 11-14.5 km, puis de 20 à 30% aux environs de 16.5 km. Notons également que dans la bande d'altitude 15 km-21 km se trouve l'ozonopause, où une forte variabilité de la concentration de l'ozone est relevée (Sivakumar et al., 2006). Ceci peut expliquer d'autre part la forte variabilité observée sur les mesures MLS au niveau de cette zone d'échange troposphère-stratosphère. Dans la stratosphère, la couche d'ozone est stable et sa variabilité mensuelle n'est pas significative. La variabilité mensuelle observée sur MLS est similaire à celles obtenues par Sivakumar et al. (2007) et Mzé et al. (2010). En effet, après avoir calculé la variabilité mensuelle enregistrée par HALOE sur La Réunion, Sivakumar et al. (2007) ont observé une variabilité mensuelle supérieur à 18% entre 15 km et 19 km ; par contre cette variabilité est réduite à moins de 14% à partir de 20 km pour atteindre des valeurs très faible (2%) dans la moyenne stratosphère. Mzé et al. (2010) observent avec GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation Star) une variabilité moyenne mensuelle supérieure à 20% à l'UT-LS alors qu'elle est évaluée

à moins de 10% dans le reste de la stratosphère. La large variabilité observée dans la troposphère en été est expliquée en partie par l'effet de la convection tropicale. En effet, la rétrodiffusion des nuages épais lors du mécanisme de convection profonde atténue la variation spectrale du signal radiométrique au sein du quelle la récupération de l'information est effectuée (Livesey et al., 2008). Ce qui affecte et augmente le bruit de la radiance.

2.2.4.3. La colonne totale de l'ozone mesurée par TOMS

Les données TOMS utilisées sont mesurées à bord du satellite Earth Probe, opérationnel entre juillet 1996 et décembre 2005 (McPeters et al., 1998). TOMS a réalisé des observations journalières globales de l'ozone total. Toutefois, nous nous intéressons aux mesures d'ozone effectuées lors des « overpasses » au-dessus des 13 sites d'études. Les données TOMS sont disponibles en ligne sur le site de la NASA : http://acdisc.gsfc.nasa.gov/opendap/EarthProbe_TOMS_Level3/TOMSEPOVP.008/contents.html.

Un rayon d'environ 2° est choisi pour délimiter les mesures autour du site d'observation. Il s'agit de la version 8 du niveau 2 (L2 V8) en ciel clair. L'algorithme utilisé pour cette version est basé sur la différence d'absorption de l'ozone entre une paire de longueurs d'ondes assez proches pour minimiser l'impact des erreurs associées à la modélisation (Bhartia et Wellemeyer, 2004). L'algorithme inclut une correction sur le calcul des indices d'aérosols troposphériques et la lueur du soleil due aux eaux de surface, d'une part, et un modèle de transfert amélioré, d'autre part, utilisé particulièrement dans les régions où il y a persistance des neiges et/ou des glaces. La récupération de la TCO est effectuée sur la paire de longueurs d'ondes 318 nm / 330 nm sous des conditions normales (360 nm / 331 nm lorsqu'il s'agit d'un large angle solaire zénithale), en utilisant des tables standard créées à partir du programme de transfert radiative (TOMRAD), avec lequel un ajustement d'un autre code RRS (Rotational Raman Scattering) calculé séparément est appliqué. Les tables sont aussi utilisées pour le calcul des résidus, pour l'évaluation des dépendances en latitude sensibles aux variations du profil d'ozone et de température à chacune des 6 bandes de longueur d'onde utilisés par TOMS. Avec cet algorithme, la valeur de l'ozone obtenue en temps réel présente une précision de 2%. Toutefois cette précision est estimée à 5% si l'angle au zénith est supérieur à 80°. L'erreur d'estimation de l'ozone associée à la calibration de l'instrument est de 1.5% sur le 360 nm et de 0.75 % sur le 331 nm par rapport au 360 nm.

2.2.4.4. La colonne totale de l'ozone mesurée par OMI

Deux produits de la TCO mesurée par l'instrument OMI sont actuellement disponibles : le produit OMI-TOMS et le produit OMI-DOAS. Le produit OMI-DOAS est déduit suivant un algorithme basé sur la méthode d'absorption optique de la spectroscopie différentiel ; cet algorithme est appliqué à la procédure de récupération des données de l'instrument GOME. Le produit OMI-TOMS, appelé couramment OMTO3, est dérivé de l'algorithme utilisé pour récupérer la version 8 de la TCO mesurée par TOMS (Balis et al. 2007a). L'algorithme TOMS calcule aussi l'indice des aérosols en utilisant la différence de la réflectivité de surface mesurée entre les longueurs d'onde 331.2 nm et 360 nm. L'indice d'aérosols fourni la mesure

d'absorption des radiations UV par la fumée et les poussières des déserts. L'indice des aérosols est utilisé pour corriger la mesure de l'ozone dérivée à partir de l'algorithme TOMS. Avec cet algorithme, la mesure de l'ozone total est calculée avec un RMSE (root mean square error) d'environ 2%. Toutefois, ce RMSE est susceptible d'augmenter avec l'augmentation de l'angle zénithal solaire et en présence d'une grande quantité d'aérosols dans l'atmosphère (Bhartia, 2002).

Seul le produit OMTO3 est utilisé ici. Il est disponible via le lien suivant :

<http://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/>.

Ce produit est la version v8.5 « overpass » du niveau 2 de l'ozone récupéré au-dessus des 13 sites concernés par notre étude. Les mesures OMTO3 sont obtenues en utilisant 2 longueurs d'onde (317.5 nm et 331.2 nm dans des conditions normales et 331.2 nm et 360 nm dans des conditions d'un angle zénithal élevé) avec une incertitude de 3% (Balis et al., 2007a). La plus grande des deux longueurs d'onde est utilisée pour dériver la réflectivité de surface tandis que la plus courte est fortement absorbée par l'ozone, donc utilisée pour dériver la colonne totale de l'ozone. Pour plus d'information, le lecteur peut se référer à (Bhartia, 2002 ; Liu et al., 2010 ; Kroon et al., 2006).

2.2.4.5. La colonne totale de l'ozone mesurée par IASI

Des observations à l'échelle du globe sont réalisées 2 fois par jour, et les données IASI sont fournies depuis le mois de mai 2007 (August et al., 2012). La colonne totale d'ozone est calculée en utilisant différentes algorithmes, avec une incertitude estimée à environ 2.5% (Viatte et al., 2011). Actuellement plus de 3 produits des colonnes totales et partielles d'ozone sont disponibles (Dufour et al., 2012 ; Keim et al., 2009). Cependant, le produit utilisé dans le cadre de ce travail est celui développé par l'ISSWG (IASI Sounding Science Working Group) sous la direction d'EUMETSAT. Ces données concernent les 13 sites étudiés dans ce travail. Un rayon de $\pm 2^\circ$ (en longitude et en latitude) a été considéré pour délimiter la zone de récupération des données au-dessus de chaque station. Les premières mesures rendues publiques de IASI correspondent à la version 4, qui est disponible à partir de juin 2008 jusqu'à 14 septembre 2010, et elle a été par la suite remplacée par la version 5 jusqu'à septembre 2013. Dans le cadre de cette thèse, nous utilisons les deux versions : les données récupérées entre juin 2008 et le 14 septembre 2010 sont de la version 4 et celles récupérées entre le 15 septembre 2010 et décembre 2012 sont de la version 5. Les différentes étapes suivies par l'ISSWG pour restituer le niveau 2 (L2) du produit de l'ozone peuvent être résumées de la manière suivante :

- la première est une étape de prétraitement qui consiste à configurer l'algorithme de récupération, de corriger et valider le spectre mesuré par IASI. C'est aussi dans cette étape que se fait la validation de la radiançe. Le code développé pour le calcul de la radiançe est décrit par Amato et al. (2002). Le bruit de la radiançe est filtré en utilisant la méthode d'analyse par composants principales (ACP) (Kahn et al., 2004 ; Matricardi, 2010).

- La deuxième étape du traitement concerne la détection des nuages. Cette étape est cruciale vu que la récupération de l'information est supposée se faire sous une condition de ciel clair. Ainsi le moindre nuage non détecté conduit à des erreurs sur la qualité du produit. Cependant les profils d'ozone sont dérivés sous une atmosphère sans nuage en utilisant une méthode de régression basée sur une fonction empirique orthogonal (FEO) (Calbet et Schlüssel, 2006). Cette méthode est bien discutée et validée par Calbet et al. (2006). La restitution des profils d'ozone par régression linéaire suit un dernier traitement d'itération basé sur la méthode d'estimation optimale (MEO) (August et al., 2012). Notons que cette dernière procédure de la phase 2 du traitement des données est appliquée seulement à la version 5 ; ainsi la restitution des profils de la version 4 se limitait à l'application de la FEO.
- La dernière étape consiste en l'intégration du profil de l'ozone pour calculer les colonnes totale et partielles d'ozone.

Le rapport de validation de la version 4 (George et Clerbeaux, 2010) mentionne l'existence d'une variabilité de valeur d'émissivité pour certaines régions, ce qui engendre une modification de la radiance spectrale mesurée. L'effet de l'émissivité s'observe surtout dans la bande spectrale où l'ozone a une forte absorption, et ceci affecte significativement les lignes de base de récupération de l'ozone. Dans ce rapport de validation, les auteurs évoquent l'existence de faibles nuages non identifiés, bien que la méthode adoptée suppose une récupération par ciel clair. Notons que la méthode de détection des nuages, de la version v4, est basée seulement sur une technique appelée NWP (Numerical Weather Prediction) nuage test (Pavelin et al., 2008). A cause des nouvelles recommandations basées sur le rapport de validation, deux nouveaux tests d'identification des nuages, à savoir AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) cloud fraction (Schlüssel et al. 2005) et Optical Thickness test (Zhou et al., 2005 et 2007), ont été ajoutés au traitement de la version 5. La méthode de calcul d'émissivité de surface adoptée pour la récupération dans la version 4 (Loveland et al., 2000) a été remplacée par une autre plus performante développée par Zhou et al. (2011).

2.3. Technique de validation des mesures d'ozone

Les méthodes d'analyse utilisées et que nous allons décrire dans ce paragraphe dérivent de la statistique descriptive à deux variables. Nous nous intéressons à la description de certains indices utilisés pour des études de comparaison et de validation d'une série temporelle en s'appuyant sur une mesure de référence à partir d'une approche statistique. Ces indices sont la différence relative (RD), l'erreur quadratique moyenne (RMS), le biais moyen (B) et le coefficient de corrélation R entre deux variables.

2.3.1. Evaluation de la corrélation entre deux mesures

Nous allons d'abord rappeler la notion de moyenne et d'écart-type d'une variable. Soit une variable X (X_1, X_2, \dots, X_N) ; on appelle moyenne μ et écart-type σ de X , les termes suivants :

$$\mu = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (2.2)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - \mu)^2} \quad (2.3)$$

Si on considère deux variables X ($X_1, X_2 \dots X_N$) et Y ($Y_1, Y_2 \dots Y_N$), on appelle covariance σ_{xy} entre X et Y l'expression mathématique suivante :

$$\sigma_{xy} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - \mu_X)(Y_i - \mu_Y) \quad (2.4)$$

Le coefficient de corrélation R entre X et Y est défini comme étant le rapport entre la covariance σ_{xy} et le produit entre les écarts-types de X (σ_x) et de Y (σ_y) :

$$R = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_X \sigma_Y} \quad (2.5)$$

La valeur absolue de R varie entre 0 et 1. Lorsqu'elle est proche de 1, cela signifie que les deux variables sont fortement corrélées, et faiblement corrélées dans le cas contraire. Une forte corrélation explique l'existence d'une relation linéaire entre les deux variables. Donc soit les variables sont dépendantes ou influencées par les mêmes phénomènes physiques. La valeur absolue $\frac{\sqrt{3}}{2}$ est souvent utilisée comme référence au-delà de laquelle le coefficient de corrélation R est considéré comme étant très significatif.

Dans le cadre de notre travail, nous avons utilisé le coefficient de corrélation entre deux variables pour décrire et quantifier le degré de dépendance linéaire et de variabilité entre deux échantillons ou séries de mesures effectuées par différents instruments pour une station donnée.

2.3.2. Evaluation de l'écart entre deux mesures

Considérons deux séries de variable X ($X_1, X_2 \dots X_N$) et Y ($Y_1, Y_2 \dots Y_N$) ; on appelle différence relative de X_i par rapport à Y_i , la valeur RD_i définie de la manière suivante :

$$RD_i = 100 \times \frac{X_i - Y_i}{Y_i} \quad (2.6)$$

Si la valeur absolue du RD se rapproche de 0 cela signifie que l'écart entre les mesures est faible ; l'écart est considéré élevé dans le cas contraire.

Dans le cadre de notre travail, nous appelons biais B entre X et Y par rapport à Y , la moyenne des différences relatives RD . Son expression mathématique est la suivante :

$$B = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N RD_i \quad (2.7)$$

Le biais est un estimateur permettant d'avoir une vision globale sur le comportement de la variable X par rapport à Y . Si le biais est positif cela signifie que les valeurs de X sont globalement supérieures aux valeurs de Y et vice versa.

Toutefois, c'est la moyenne quadratique qui est souvent utilisée pour quantifier l'écart moyen entre les deux mesures. Il existe deux façons d'exprimer la moyenne quadratique. Elle est exprimée soit d'une manière absolue, soit d'une manière relative. On appelle la moyenne quadratique absolue RMS (Root Mean Squart) entre X et Y , l'expression mathématique suivante :

$$RMS_a = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - Y_i)^2} \quad (2.8)$$

La moyenne quadratique relative exprime en pourcentage l'écart entre X et Y par rapport à la variable de référence Y . Son expression est la suivante :

$$RMS_r = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (RD_i)^2} \quad (2.9)$$

Etant donné que nous travaillons souvent sur des valeurs moyennes à l'instar de la moyenne mensuelle d'une série temporelle, nous avons ajouté un autre indice de comparaison qui est la précision d'une mesure moyenne ou variabilité de la moyenne mensuelle. Soit un échantillon de mesures d'une variable. Considérons la moyenne μ de l'échantillon et son écart-type σ , on appelle précision PR en pourcentage l'expression mathématique suivante :

$$PR = 100 \times \frac{\sigma}{\mu} \quad (2.10)$$

PR exprime la dispersion des mesures individuelles par rapport à la moyenne. Considérons cependant deux échantillons issues de deux variables X et Y dont les mesures sont effectuées de façon simultanée. Le biais entre les précisions donne une information importante de la linéarité de X et Y sur les mesures individuelles. Un biais faible signifie que les valeurs de chaque paire de mesure X , Y sont très proches.

2.4. Etudes comparative des mesures d'ozone et validation

2.4.1. Comparaison entre les données OMI et celles des spectromètres basés au sol

Cette étude comparative est effectuée sur 8 sites où il y'a eu à la fois des observations de TCO par instruments basés au sol et par le capteur OMI, au cours de la période allant de janvier 2005 à décembre 2012. Il s'agit de Marcapomacocha, Natal, Réunion, Bauru, Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne (voir tableau 2.1). L'étude comparative est effectuée sur les moyennes mensuelles des TCO observées par OMI et par les spectromètres Dobson et SAOZ. Les résultats de cette étude ont fait l'objet d'une communication lors de la conférence annuelle du SASAS, la société Sud-africaine de l'atmosphère (Tohir et al., 2013). On trouve en annexe du présent manuel la communication scientifique faite à cette occasion. Nous allons présenter dans ce chapitre l'essentiel des résultats obtenus.

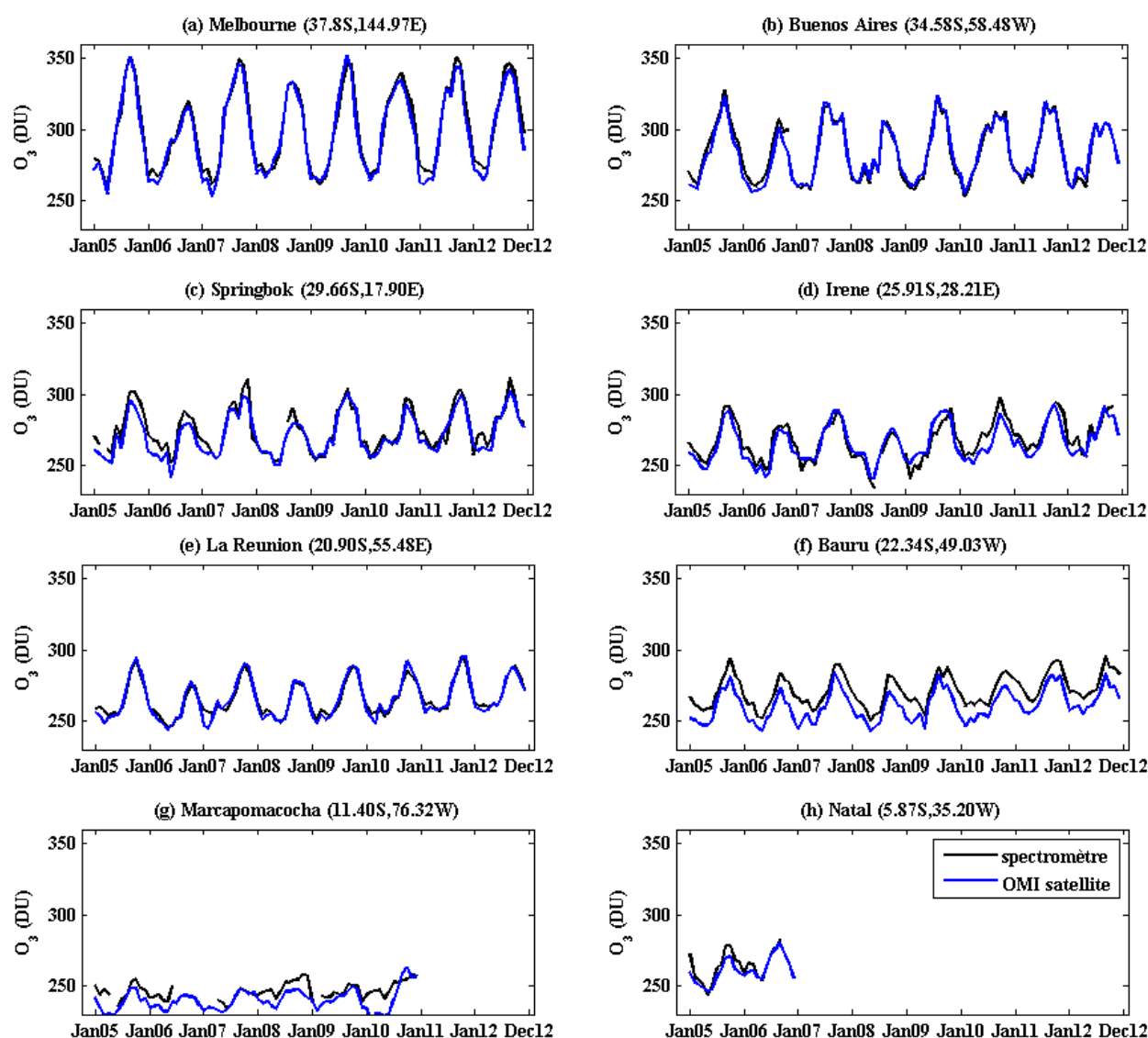


Figure 2. 5 : Comparaison des moyennes mensuelles de la TCO enregistrée entre janvier 2005 et décembre 2012 par OMI (bleu) avec les spectromètres Dobson et SAOZ sur 8 sites de l'hémisphère sud. Les mesures par SAOZ sont effectuées à la Réunion et Bauru. Les graphiques sont numérotés de (a) à (h) et les noms et coordonnées des sites sont indiqués sur chaque graphe.

Les indices d'inter-comparaison utilisés sont : le coefficient de corrélation entre les deux séries de mesure, la moyenne des biais, la précision mensuelle et la moyenne quadratique entre OMI et les spectromètres. La figure 2.5 présente la superposition des courbes décrivant les variations mensuelles des TCO enregistrées sur chaque station. Les courbes de couleur bleue présentent les mesures OMI tandis que les lignes noires sont les données du spectromètre SAOZ (pour la Réunion et Bauru) et Dobson (pour les autres stations). Un bon accord entre les observations au sol et satellites est apparent à travers la figure 2.5. On remarque l'existence d'une bonne corrélation et une faible différence entre les mesures. Les valeurs des indices de comparaison sont présentées dans le tableau 2.5. Nous observons ici un bon accord entre les deux séries de mesures. En termes de variation temporelle, le coefficient de corrélation entre OMI et les spectromètres basés au sol est partout supérieur à 0.9, à l'exception de Marcapomacocha. Si les données de ce dernier site sont retirées, le coefficient de corrélation moyen entre OMI et les spectromètres au sol serait de 0.96. Dans l'objectif de quantifier la différence entre les moyennes mensuelles des TCO mesurée par OMI et par spectromètres au sol, la différence relative en pourcentage a été calculée (en prenant les mesures spectrométriques comme référence). La figure 2.6 présente les différences relatives obtenues : OMI-Dobson (en haut) et OMI-SAOZ (en bas). Pour l'ensemble des sites, une différence oscillant à $\pm 6\%$ est observée entre OMI et les spectromètres, à l'exception de Bauru et Marcapomacocha. La différence relative observée sur Bauru est comprise entre -8.3% et -1.5%, correspondant à un maximum d'écart d'environ 11 DU entre SAOZ et OMI. De même, la différence relative entre les mesures OMI et Dobson est élevée à Marcapomacocha par rapport aux autres sites. Le meilleur accord est obtenu pour les sites Buenos Aires et Melbourne où 92% des valeurs mensuelles présentent une différence relative de l'ordre de $\pm 1.9\%$ entre OMI et Dobson. La valeur du biais observée sur chaque site se trouve dans la colonne 5 du tableau 2.5. On observe pour chaque station un biais légèrement négatif, ce qui suggère que globalement les mesures satellites du capteur OMI ont tendance à sous-estimer légèrement les valeurs de TCO par rapport aux mesures au sol. Toutefois, le biais demeure très faible, soit inférieur à 1.5 %, à l'exception de Marcapomacocha (-2.85%) et Bauru (-3.47%). Notons que le biais entre les mesures effectuées par OMI et les spectromètres au sol dépend aussi de deux facteurs importants, à savoir l'altitude et la région d'observation (tropiques ou subtropiques). En effet, les spectromètres opérationnels au sol effectuent des observations de TCO directement au-dessus de la station, alors que l'instrument OMI procède par visée au nadir et mesure la lumière solaire réfléchie et rétrodiffusée dans l'atmosphère. Ce qui suggère que le capteur OMI n'intègre pas convenablement les contributions des basses couches de l'atmosphère, puisque l'algorithme d'inversion permettant de restituer la TCO ne prend pas en compte l'altitude du site par rapport à la mer. Ainsi, les mesures effectuées par les spectromètres basés sur un site en altitude présentent toujours un écart par rapport à la mesure du satellite au-dessus du site. L'algorithme de récupération de l'ozone par satellite présente aussi des incertitudes liées à la rugosité du terrain, à la réflectivité des surfaces, des océans et des nuages surtout en régions tropicales. De ce fait, les mesures satellites effectuées au-dessus des sites subtropicaux de faibles altitudes présentent un meilleur accord avec les observations au sol. Le site

Marcapomacocha se trouve dans cette double problématique (site tropicale en altitude), d'où le désaccord observé entre les deux types d'observations.

Tableau 2. 5: Biais, RMS, précision des mesures mensuelles, coefficient de corrélation entre OMI et les spectromètres SAOZ (Bauru et la Réunion) et Dobson (6 autres stations)

	Cordonnées			%	% variabilité mensuelle		%RMS	R
	Latitude	Longitude	Elévation	biais	OMI	Spectromètre		
Melbourne	-37.80	144.97	128 m	-0.86	5.37	5.17	3.11	0,99
Buenos Aires	-34.58	-58.48	25 m	-0.17	5.25	5.37	3.05	0,98
Springbok	-26.7	17.9	1003 m	-1.28	3.47	3.25	3.61	0,95
Irène	-25.91	28.21	1524 m	-0.90	2.80	2.82	4.49	0,91
Bauru	-22.34	-49.03	611 m	-3.87	2.75	2.34	5.44	0,95
Réunion	-21.06	55.48	24 m	-1.17	2.85	2.01	3.23	0,98
Marcapomacocha	-11.40	-76.32	4479 m	-2.85	2.56	1.76	5.68	0,64
Natal	-5.87	-35.2	32 m	-1.39	1.51	1.76	3.06	0,94

La figure 2.6 représentant la différence relative entre OMI et SAOZ (figure du bas). Elle met en évidence une variation de la différence relative suivant un cycle annuel (voir figure 2.6 (bas)). Les possibles sources de ce cycle sont bien détaillées par Hendrick et al. (2011). Il a été remarqué que la différence relative observé sur la Réunion et sur Bauru présente la même variation, toutefois un écart systématique d'environ 2% (5.4 DU) apparait entre les deux sites. Cet écart peut en partie s'expliquer par la différence d'altitude entre les deux sites vu qu'ils sont pratiquement dans une même région latitudinale. Pastel et al. (2014) ont obtenu sur Bauru et la Réunion pratiquement les mêmes résultats que ceux présentés dans ce travail. Ils estiment que cette différence est due entre autre à une forte production de l'ozone en haut troposphère au-dessus du continent sud-américain durant la saison de forte convection (été) et une large influence sur Bauru de l'ozone d'origine des moyennes latitudes en hiver en basse stratosphère.

Dans le but de donner une précision sur la variabilité de la moyenne mensuelle observée par chaque instrument, l'écart-type associé à chaque moyenne mensuelle est calculé. La variabilité/précision moyenne mensuelle est prise comme étant le rapport entre l'écart-type et la valeur moyenne mensuelle associée. Cette précision mensuelle donne l'état de dispersion des valeurs journalières autour de la moyenne mensuelle. Les colonnes 6 et 7 du tableau 2.5 donnent la précision de la moyenne mensuelle en pourcentage par site telle qu'elle a été calculée pour chaque instrument. Il se trouve que la variabilité mensuelle varie en fonction de la latitude ; elle est maximum en région proche des moyennes latitudes et diminue lorsqu'on se rapproche de la région équatoriale, ceci indique que la dispersion de la valeur journalière autour de la moyenne mensuelle est très faible en région tropicale en comparaison avec la région subtropicale. Si l'on compare les colonnes 6 et 7, on aperçoit que pour une station donnée, la différence entre la précision mensuelle des mesures OMI et celle issue des instruments basés au sol est très faible, indiquant un bon accord en termes de valeurs journalières enregistrées par OMI et les spectromètres au sol.

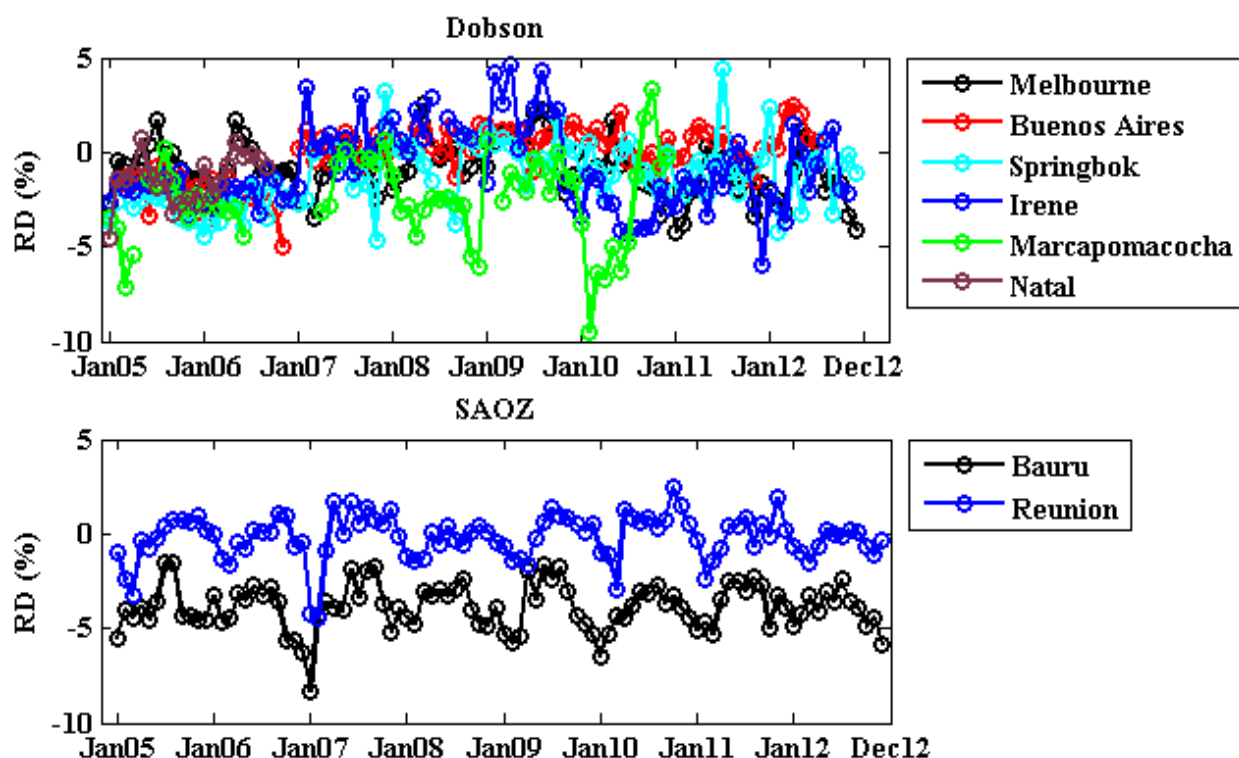


Figure 2. 6 : (Haut) : Différences relatives de la moyenne mensuelle de la TCO entre OMI et Dobson par rapport à Dobson sur 6 stations tropicales et subtropicales pendant la période allant de janvier 2005 à décembre 2012. (Bas) : Différences relatives de la moyenne mensuelle de la TCO entre OMI et SAOZ par rapport à SAOZ sur Reunion et Bauru pendant la période allant de janvier 2005 à décembre 2012.

2.4.2. Inter-comparaison entre les TCO mesurées par OMI et TOMS

Cette étude d'inter-comparaison est effectuée entre les moyennes mensuelles des TCO observées par OMI et TOMS durant la période où les deux instruments ont effectué des observations simultanées (octobre 2004–décembre 2005). Les deux produits présentent des similitudes étant donné qu'ils sont obtenus suivant des algorithmes très proches. L'objectif de ce travail n'est pas d'évaluer un produit par rapport à un autre, mais d'estimer la différence systématique existante entre les deux observations. Cette différence sera présentée comme un biais systématique et sera utilisée par la suite pour combiner les jeux de données en séries continues. En effet, l'objectif de cet exercice est de construire, pour chacun des sites d'étude, une série temporelle de TCO, la plus longue possible, à partir des mesures satellites, et compléter ainsi les observations au sol. La figure 2.7 présente les valeurs moyennes mensuelles des TCO mesurées par les instruments satellitaires TOMS (Bleu) et OMI (Noire) au-dessus de Natal dans les tropiques et de Melbourne dans les subtropiques. Les deux courbes (bleue et noire) présentent un cycle annuel et des variations inter- et intra-saisonnières. La superposition des deux courbes durant la période où il y a eu des mesures simultanées des deux instruments montre un bon accord entre les deux observations.

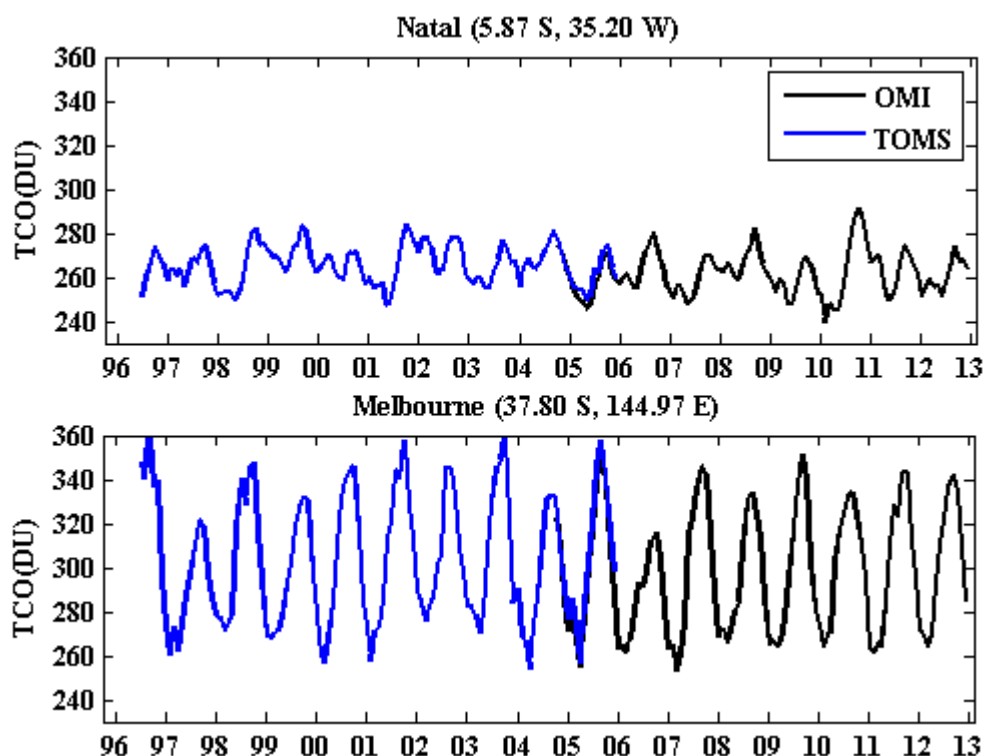


Figure 2. 7 : Moyennes mensuelles des TCO enregistrées par TOMS (bleu) et par OMI (noir) au-dessus de Natal (haut) et Melbourne (bas).

Les résultats de la comparaison sont présentés dans le tableau 2.6. Un biais moyen positif de 1.90% par rapport aux mesures OMI est obtenu entre les deux jeux de données, indiquant que les mesures TOMS sont légèrement plus élevées que les mesures OMI. Etant donné que les deux produits sont récupérés en utilisant des algorithmes très proches, cette différence est essentiellement due aux caractéristiques des instruments en termes de calibration et de résolution spatiale. Toutefois, l'analyse des biais montre que les stations situées en altitude ont tendance à présenter des valeurs de biais assez élevés par rapport aux autres stations. Ceci s'explique par un problème lié aux algorithmes d'inversion utilisés pour restituer les colonnes totales d'ozone dans les régions « hautes altitudes », En effet, comme discuté plus haut, les codes d'inversion de TCO adopté par OMI et TOMS ne prennent pas en compte l'altitude du site d'observation. De ce fait, les mesures d'ozone par satellite effectuées au-dessus des sites situés en altitude ont tendance à avoir une légère divergence par rapport aux mesures effectuées sur des sites à basse altitude. Néanmoins, la différence enregistrée entre les deux instruments sur chacun des sites n'est pas élevée. Elle est estimée à moins de 8 DU pour tous les sites et la corrélation est significative entre les deux observations (OMI et TOMS). Il est important de noter que les coefficients de corrélation obtenus sur les sites tropicaux sont les moins élevés. Cette différence s'explique par la difficulté d'observation de l'ozone par satellite au-dessus de la région tropicale. Comme expliqué dans le paragraphe précédent, l'algorithme de récupération de l'ozone par les satellites présente des incertitudes liées à la rugosité du terrain, à la réflectivité des surfaces et des océans et à la détection des nuages, surtout en région tropicale où la nébulosité est importante. Ce qui conduit à un

biais non systématique entre les observations. D'où la « faible » corrélation observée aux tropiques par rapport aux subtropiques.

Tableau 2. 6: Biais, RMS, et coefficient de corrélation entre les mesures TCO obtenues par OMI et TOMS par rapport à OMI sur les 13 sites de l'étude

Stations	Coordonnées			% biais (1 σ)	RMS [DU]	R
	Latitude	Longitude	Elévation			
Melbourne	-37.80	144.97	128 m	1.74 (1.48)	6.16 (2.05%)	0,99
Buenos aires	-34.58	-58.48	25 m	1.61 (1.20)	4.85 (1.70%)	0.99
Springbok	-26.7	17.90	1003 m	1.78 (0.67)	5.30 (1.60%)	0.99
Irène	-25.91	28.21	1524 m	2.07 (0.78)	5.59 (2.11%)	0.99
Bauru	-22.34	-49.03	611 m	2.52 (0.55)	6.59 (2.52%)	0.99
Réunion	-21.06	55.48	24 m	1.60 (1.18)	4.46 (1.71%)	0.99
Fiji	-18.13	-178.40	6 m	1.58 (1.15)	3.47 (1.35%)	0.97
Samoa	-14.23	170.56	77 m	1.36 (0.62)	3.39 (1.36%)	0.96
Ascension	-7.98	14.42	91 m	1.60 (0.57)	4.23 (1.60%)	0.98
Java	-7.57	-112.65	50 m	1.57 (0.58)	4.22 (1.57%)	0.97
Marcapomacocha	-11.40	-76.32	4479 m	3.36 (0.70)	7.98 (3.33%)	0.97
Natal	-5.87	-35.2	32 m	1.13 (0.82)	3.08 (1.19%)	0.97
Nairobi	-1.27	36.80	1795 m	2.85 (1.09)	7.16 (2.85%)	0.96

2.4.3. Validation des données IASI sur les 13 sites d'études

La validation des données IASI sur les 13 sites de l'étude est effectuée en comparant les moyennes mensuelles des TCO obtenues par IASI entre juin 2008 et décembre 2012, avec celles enregistrées par OMI et les spectromètres Dobson et SAOZ sur les différents sites. Les résultats de cette étude sont détaillés dans une publication mise en annexe du présent manuscrit (Toihr et al., 2015). Cependant, un résumé est présenté dans ce paragraphe. Les principaux résultats de la comparaison sont présentés dans le tableau 2.7, tandis que les moyennes mensuelles des TCO obtenues à partir de différents instruments et pour chaque site, sont superposées sur la figure 2.8. Il apparait clairement, d'après ce tableau, qu'il existe un bon accord entre les mesures IASI et les mesures des autres instruments. Le biais moyen de tous les sites est inférieur à 2%. Le biais observé sur chaque site est positif (sauf pour Ascension), ce qui indique que les mesures IASI ont tendance à surestimer légèrement la mesure d'ozone par rapport aux autres instruments. Le cas du site Marcapomacocha est à souligner, il présente les biais les plus élevés (jusqu'à 4.99%) et les coefficients de corrélation les plus faibles ($R = 0.41$). L'écart quadratique moyenne (RMS) enregistré pour ce site est estimé à 12.12 DU et 9.93 DU, respectivement avec OMI et Dobson. Si on ne prend pas en compte les données de ce site, le biais moyenne entre IASI et les spectromètres diminue jusqu'à 1.49 % et la corrélation

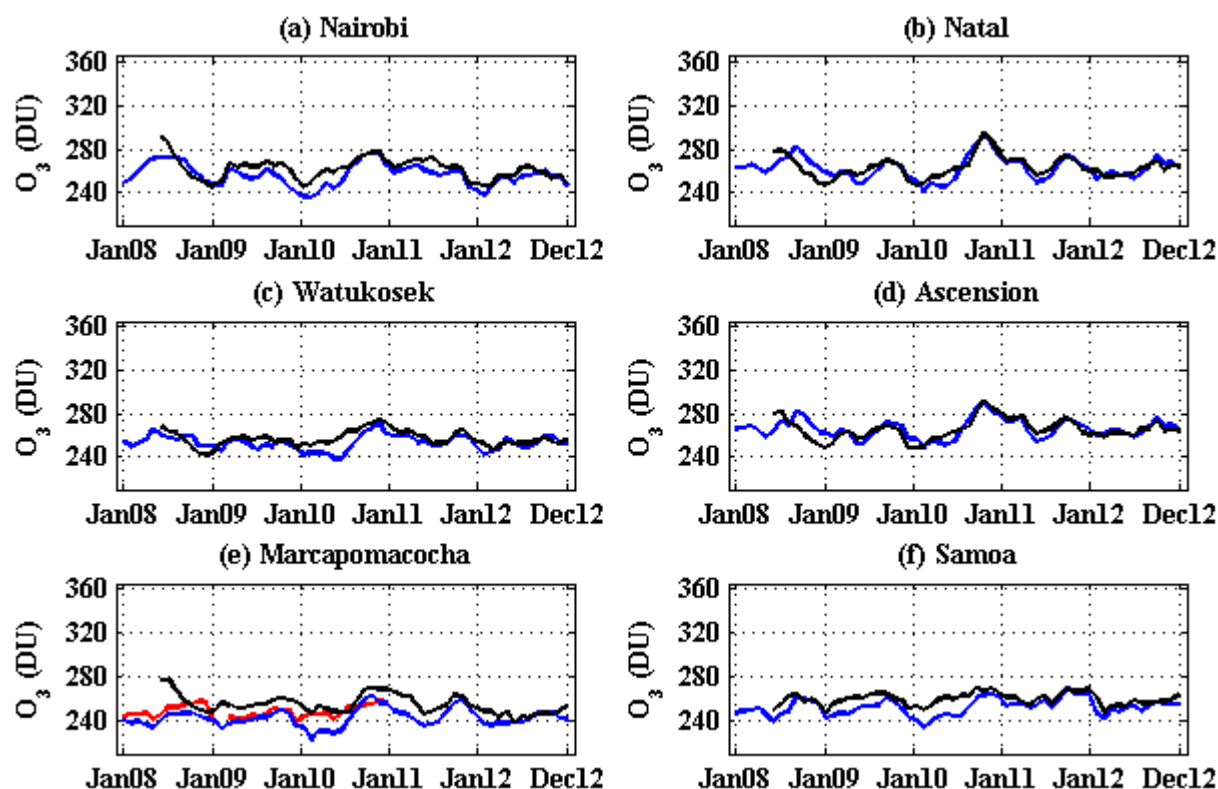
moyenne augmente jusqu'à 0.86 ; de même, la moyenne des écarts quadratiques sur l'ensemble des sites diminue à 6.5 DU et 8.36 DU, respectivement avec OMI et Dobson/SAOZ.

Tableau 2. 7: Biais, RMS, et coefficient de corrélation (R) obtenus entre les observations IASI et les observations des autres instruments (OMI, Dobson et SAOZ) sur les 13 sites de l'étude.

Stations			IASI- OMI			IASI – Dobson (ou SAOZ)		
	Lat.	Long.	RMS (DU)	%biais (1 σ)	R	RMS (DU)	%biais (1 σ)	R
Nairobi	-1.27	36.80	6.93 (2.7%)	2.33 (2.4)	0.82			
Natal	-5.87	-35.2	5.27 (2.0%)	0.40 (2.6)	0.78			
Java	-7.57	112.65	5.58 (2.2%)	1.57 (2.3)	0.63			
Ascension	-7.98	-14.42	5.22 (1.9%)	-0.12 (2.5)	0.75			
Marcapomacocha	-11.40	-76.32	12.12 (5.0%)	4.99 (3.2)	0.57	9.93 (3.9%)	3.43 (3.3)	0.41
Samoa	-14.23	-170.50	7.24 (2.8%)	2.85 (2.2)	0.75			
Fiji	-18.13	178.40	6.27 (2.5%)	2.35 (2.5)	0.83			
La Réunion	-21.06	55.48	6.13 (2.3%)	0.25 (2.8)	0.84	5.66 (2.1%)	0.19 (2.6)	0.82
Bauru	-22.34	-49.03	5.29 (2.0%)	1.25 (2.2)	0.85	8.47 (3.0%)	-2.65 (2.5)	0.76
Irène	-25.91	28.21	5.78 (2.2%)	1.16 (2.5)	0.86	7.12 (2.6%)	0.26 (3.6)	0.75
Springbok	-26.7	17.9	6.46 (2.4%)	1,21 (2.8)	0.85	7.10 (2.5%)	0,43 (3.2)	0.83
Buenos Aires	-34.58	-58.48	7.74 (2.7%)	2.48 (3.5)	0.93	9.22 (3.5%)	3.12 (2.9)	0.93
Melbourne	-37.80	144.97	10.16 (3.5%)	3.09 (3.5)	0.94	9.51 (3.6%)	2.15 (4.2)	0.91

Le meilleur accord entre IASI et les autres instruments s'observe surtout aux subtropiques, à partir de 15° S vers le sud. Boynard et al. (2009) ont aussi trouvé un bon accord (biais environ 3% et R supérieur à 0.9) entre IASI et SAGE II dans les subtropiques et moyennes latitudes en comparaison avec la région tropicale. De même, Viatte et al. (2011) ont obtenu un biais positif de 1.5% et un coefficient de corrélation R de 0.89 entre IASI et l'instrument Brewer basé Brewer à Izaña, un site situé dans les subtropiques de l'hémisphère nord (à 28.18° N). Le désaccord observé dans les régions tropicales entre IASI et les autres instruments peut encore une fois s'expliquer par l'effet des nuages dans les tropiques. En effet les algorithmes utilisés pour restituer l'ozone par IASI et OMI supposent une atmosphère sans nuage. Ainsi, la présence des nuages en région tropicale non détectés conduit à une dégradation de la qualité des mesures. La différence entre IASI et les autres instruments peut s'expliquer aussi par le fait que l'instrument IASI opère dans l'infrarouge tandis que les autres instruments (OMI et les spectromètres) sont opérationnels dans les bandes visibles et ultraviolettes (Antón et al, 2011). D'autres sources de différence entre IASI et OMI viennent de la différence en terme de temps d'observation et de résolution spatiale (13 km × 24 km pour l'instrument OMI et un cercle de 12 km de diamètre avec IASI) existante entre les deux satellites. En effet, les deux instruments satellitaires scannent le même site à différents instants (IASI travers l'équateur vers le nord le matin à 09h 30, alors qu'OMI le fait à 13h 30, dans l'après-midi). Ainsi, les valeurs journalières produites seront différentes, compte tenu des variations diurnes de l'ozone. Cette notion d'espace-temps

d'observation engendre, de même, un écart entre les valeurs journalières de l'ozone obtenues par les spectromètres basés au sol et l'interféromètre IASI. En effet, les observations par les spectromètres operationels au sol se font directement sur la station alors que le satellite effectue des mesures sur un ensemble de points de l'espace situés autour de la station. La valeur journalière de l'ozone obtenue par satellite est prise comme étant la moyenne de l'ensemble des points scannés lors du passage du satellite au-dessus du site.



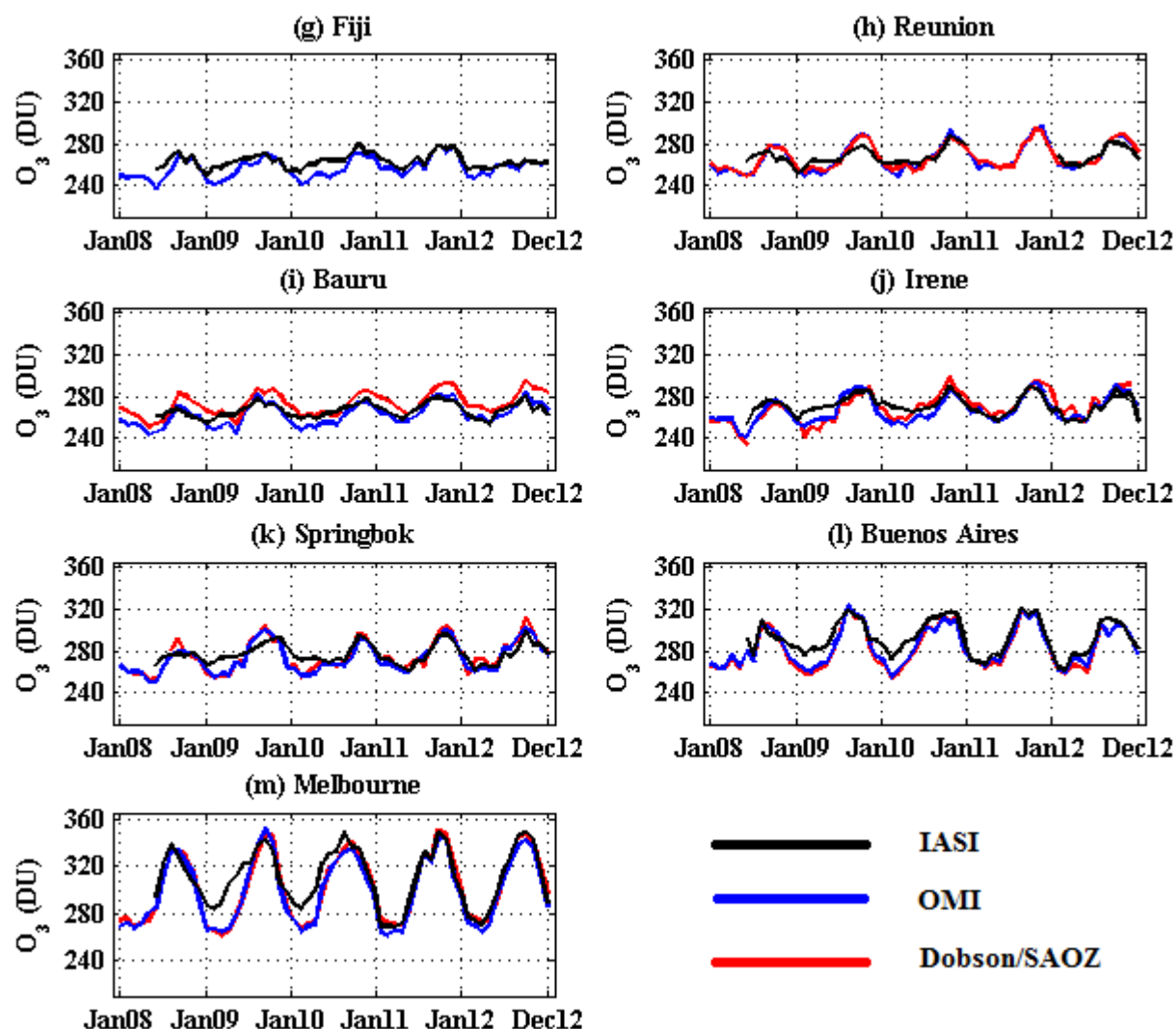


Figure 2. 8 : Comparaison des moyennes mensuelles des TCO enregistrées entre juillet 2008 et décembre 2012 sur IASI (noir) avec OMI (bleu), et par les spectromètres Dobson et SAOZ sur les 13 sites d'étude (rouge). Les mesures par SAOZ sont effectuées à la Réunion et Bauru. Les figures sont numérotées de (a) à (m) et les noms des sites sont indiqués sur chaque figure.

Avec le SAOZ, la valeur journalière de l'ozone est la moyenne des mesures réalisées au lever et au coucher du Soleil, tandis qu'un Dobson effectue des mesures toute la journée ; ainsi, la valeur du jour est la moyenne de toutes les valeurs mesurées durant la journée. Toutefois, cette différence due au facteur espace-temps n'est pas significative, vu que la variabilité de l'ozone à l'échelle locale et journalière est très faible. L'écart quadratique moyen mensuel calculé entre IASI et les autres instruments est inférieur à 10 DU sur chaque site. Notons que cet écart quadratique moyen mensuel varie en fonction de la saison. Afin de mettre en évidence cette dépendance saisonnière de l'écart, les différences relatives mensuelles entre IASI et les autres instruments (par rapport aux autres instruments) sont quantifiées pour chaque site, et sont présentées à la figure 2.9.

Tableau 2. 8 : Biais saisonnier observé entre IASI et les autres instruments (OMI, Dobson et SAOZ). Les données de tous les sites ont été fusionnées.

%biais (1 σ)	OMI		DOBSON		SAOZ	
Période	(2008-2012)	dès SEPT. 2010	(2008-2012)	dès SEPT. 2010	(2008-2012)	dès SEPT. 2010
DJF	2.47 (2.00)	1.98 (1.76)	1.14 (2.34)	-0.78 (2.03)	-1.10 (2.70)	-0.53 (1.97)
MAM	3.86 (1.87)	2.18 (1.58)	3.46 (2.31)	0.67 (1.80)	2.18 (2.40)	0.47 (1.12)
JJA	3.05 (1.71)	1.62 (1.59)	1.53 (2.16)	0.57 (1.73)	2.03 (3.80)	1,25 (0.90)
SON	0.66 (1.90)	0.52 (1.48)	-0.82 (1.90)	-1.4 (1.72)	-2.38 (3.37)	-1.56 (1.57)
Annuel	2.51 (1.87)	1.57 (1.60)	1.32 (2.17)	-0.23 (1.82)	0.73 (3.08)	-0.10 (1.39)

La figure 2.9 présente les différences relatives entre les valeurs mensuelles livrées par IASI et les autres instruments en utilisant la relation 2.6. Il apparaît que le capteur IASI a tendance à surestimer et puis à sous-estimer l'ozone, en automne et au printemps respectivement. Cette dépendance saisonnière des mesures IASI s'observe particulièrement entre le début des observations IASI et septembre 2010. Notons que les amplitudes de la tendance à la hausse en automne peuvent atteindre 9% aux tropiques et 14% aux subtropiques (Melbourne). Par contre, les amplitudes de la tendance à la baisse observées au printemps dépassent rarement 4%. A partir du septembre 2010, les tendances à la hausse se trouvent fortement réduites du fait des modifications apportées sur l'algorithme utilisé pour restituer le niveau 2 du produit. En effet, à partir du 14 septembre 2010, des changements significatifs ont été apportés sur la méthode de calcul de l'émissivité des surfaces et sur la méthode adoptée pour restituer les profils d'ozone. D'autres améliorations sur l'algorithme ont aussi été apportées au niveau des tests de détections des nuages afin de réduire la probabilité de contamination par des nuages sur le processus de récupération du contenu en ozone (August et al., 2012). Ces changements significatifs caractérisent la version 5 et constituent les principaux facteurs qui ont permis la réduction de la différence relative entre IASI et les autres instruments. Il est apparent à travers la figure 2.9 qu'au-delà de septembre 2010, les oscillations saisonnières sont significativement réduites et la différence entre IASI et les autres instruments est très faible. Le tableau 2.8 présente les biais saisonniers obtenus entre IASI et chaque instrument. 2 colonnes séparées sont présentées pour chaque instrument. La colonne de gauche montre le biais saisonnier sur l'ensemble des données (juillet 2008–décembre 2012) et la colonne du droite le biais saisonnier enregistré entre septembre 2010 et décembre 2012. Dans ce tableau, les valeurs obtenues après août 2010 sont les plus faibles. Un accord très satisfaisant entre IASI et les autres instruments est observé sur les colonnes de droite où le biais annuel est inférieur à 1.6% avec OMI et moins de $\pm 1\%$ avec les spectromètres opérationnels au sol (Dobson et SAOZ).

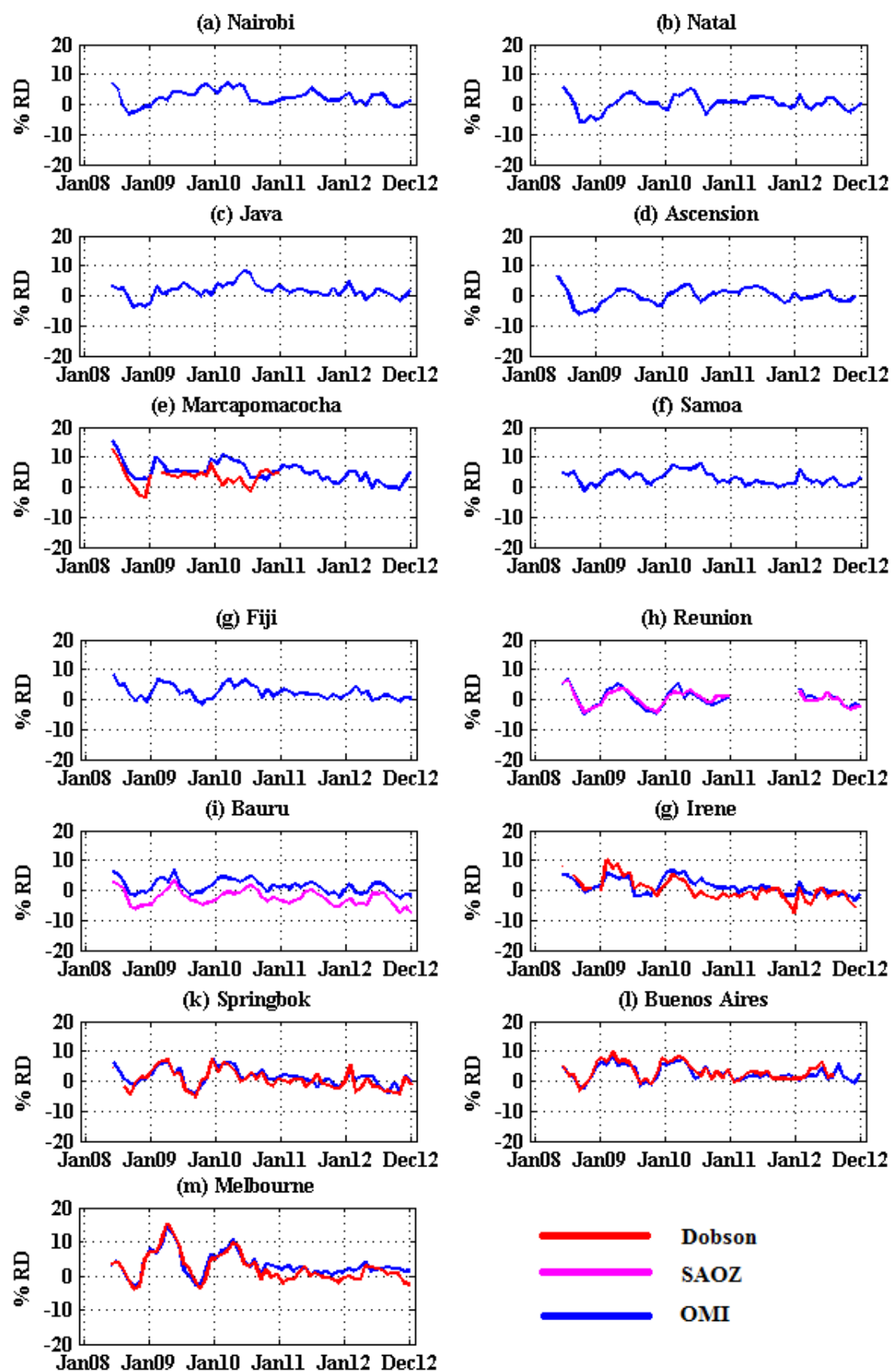
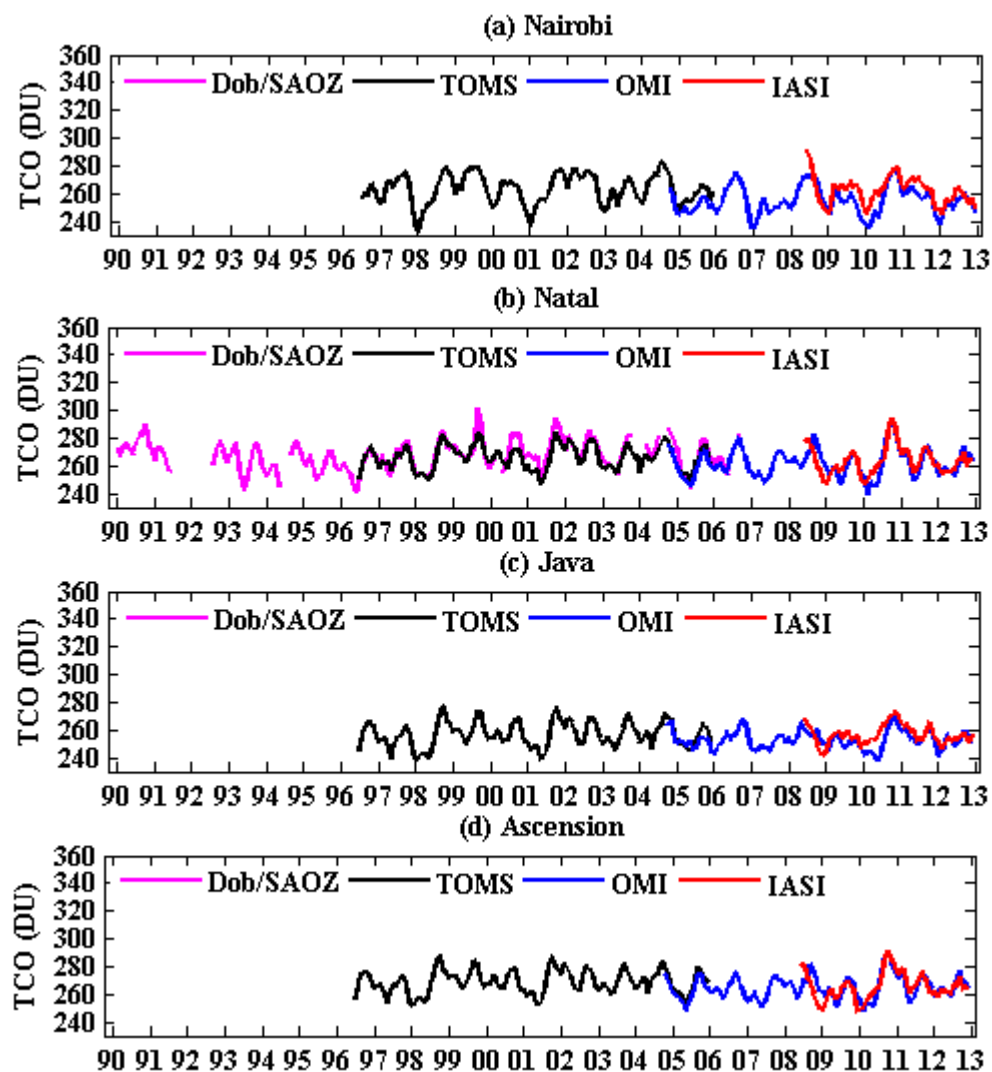
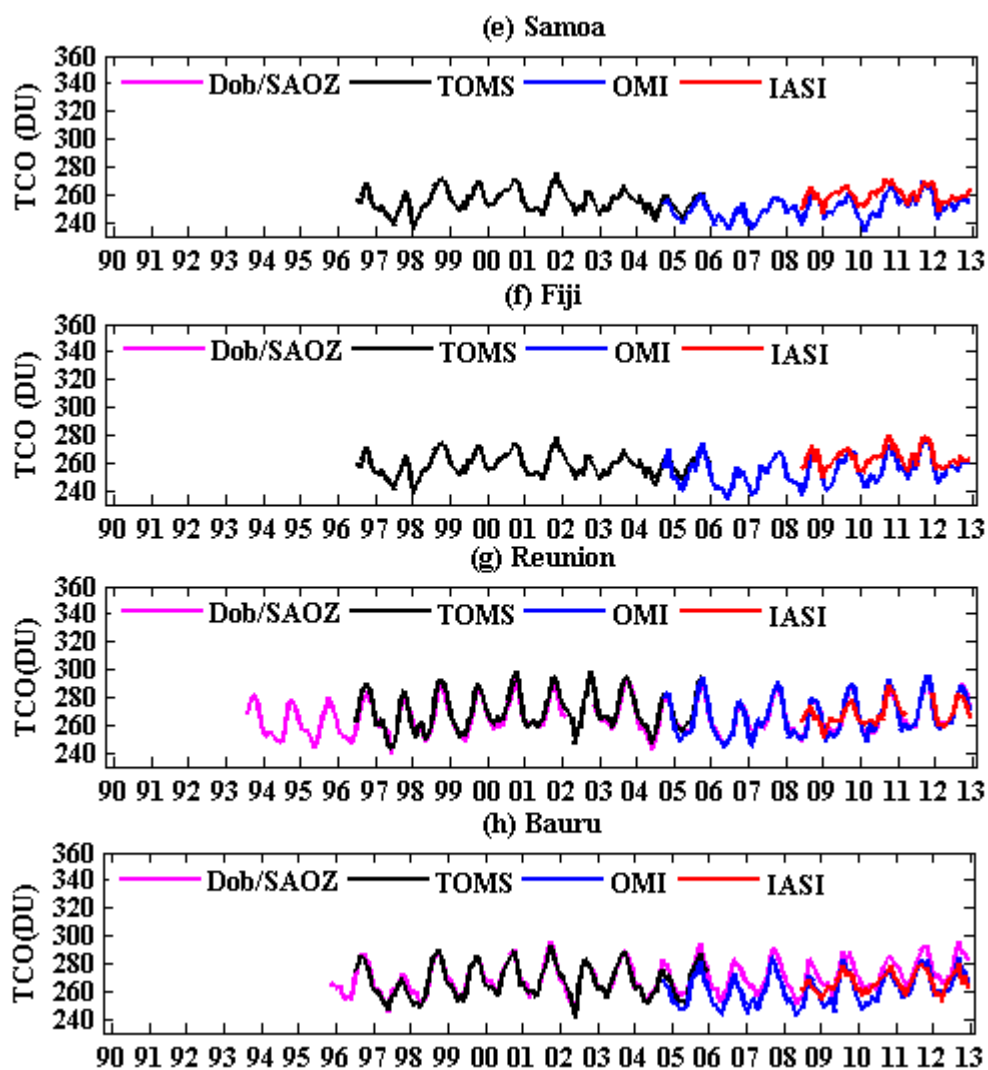


Figure 2. 9 : Différences relatives des moyennes mensuelles des TCO entre IASI et les autres instruments (Dobson, SAOZ et OMI) sur 13 stations tropicales et subtropicales pendant la période allant de janvier 2008 à décembre 2012.

Ainsi, la version 5 est plus performante et s'accorde bien avec OMI, Dobson et SAOZ, en comparaison avec la version 4. De ce fait, la version 5 IASI peut être fusionnée avec les mesures issues des autres instruments pour construire des bases des données solides et fiables pour les études de l'ozone à long terme.

2.5. Structuration des bases de données des colonnes totales d'ozone





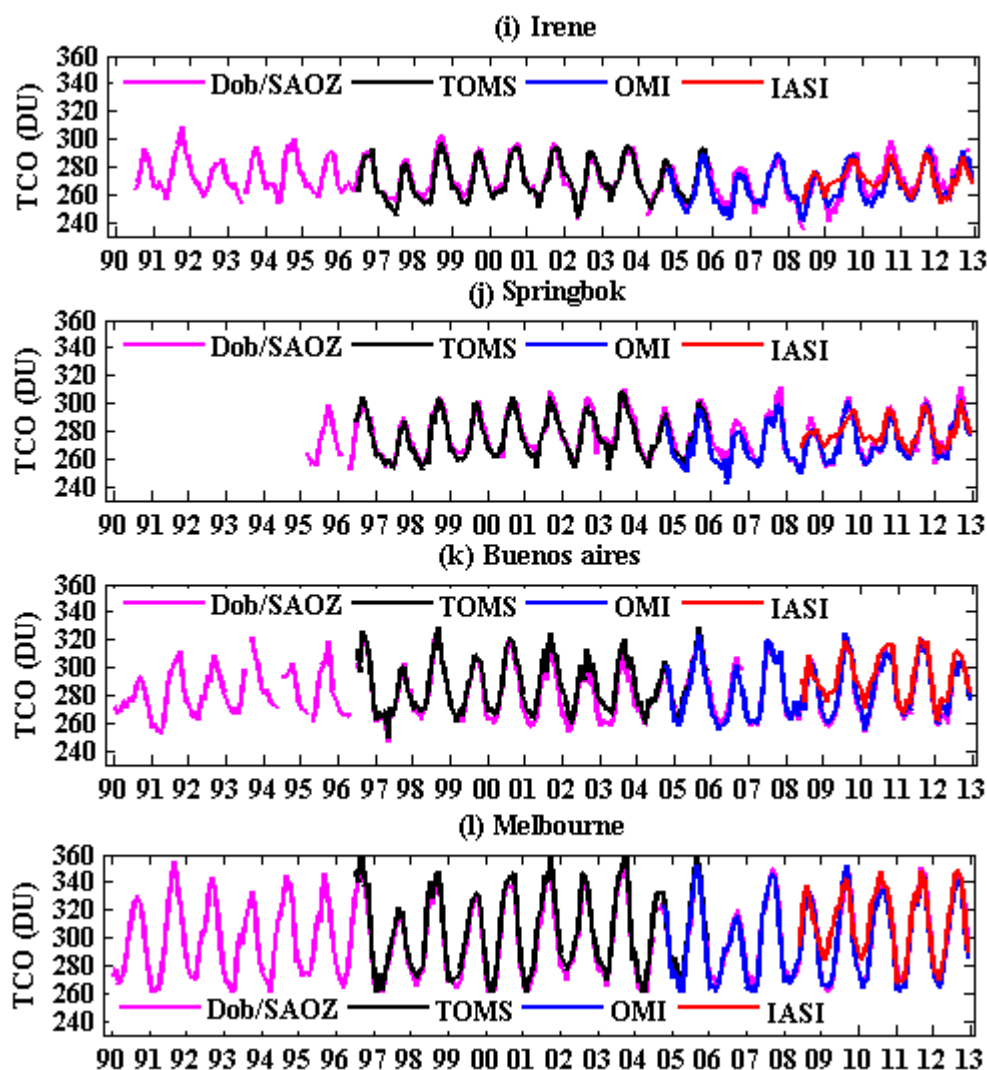


Figure 2. 10 : Moyenne mensuelle des TCO mesurées sur chaque station par les instruments TOMS (noire), OMI (bleu), IASI (rouge) et les spectromètres basés au sol SAOZ et Dobson. Les mesures faites par SAOZ concernent les sites de Bauru et la Réunion. La liste des stations est numérotée de (a) à (l) et ordonnée en fonction de la latitude, dans le sens Equateur vers le Pôle sud.

Après évaluation de différentes mesures des TCO effectuées sur chaque site, il est jugé nécessaire de les structurer et combiner afin de construire des longues bases de données complètes et fiables. Les études antérieures réalisées sur l'inter-comparaison des jeux de données (Cf. 2.4) ont révélé quelques divergences entre les valeurs de l'ozone enregistrées par les différents instruments au-dessus de Marcapomacocha. De ce fait, nous avons jugé nécessaire de retirer les données de Marcapomacocha dans la suite de notre étude. Le nombre des sites étudiés est désormais égal à 12. La figure 2.10 présente les variations mensuelles des TCO enregistrées sur chaque site durant la période 1990-2012. Les mesures de chaque instrument sont définies avec une couleur spécifique, et les stations sont numérotées de (a) à (l) en fonction de la latitude, dans le sens Nord-Sud. On distingue de l'équateur vers le sud, 3 groupes de 4 sites chacun : le groupe équatorial rassemble les sites Nairobi, Natal, Java et l'île de l'Ascension ; le groupe des sites tropicaux est formé de Fiji, Samoa, la Réunion et Bauru et le groupe subtropical est constitué de Irène, Springbok, Buenos aires et Melbourne. Après ajustement et combinaison des données enregistrées sur

chaque site, les mesures des sites de chaque groupe seront moyennées pour construire une série temporelle de l'ozone représentative de chaque région : Equatoriale (0-10° S), tropicale (10° S - 23° S) et subtropicale (23° S - 40° S).

2.5.1. Technique de combinaison des colonnes totales d'ozone.

La combinaison des mesures de même nature et de sources différentes permet d'assurer la continuité et d'augmenter la taille de la base des données. Ainsi, la méthode de combinaison est souvent utilisée pour construire de longues séries de données afin d'étudier la variabilité à long terme d'un paramètre géophysique. Pour analyser la variabilité et la tendance de l'ozone, Brunner et al. (2006) ont construit une base de données en fusionnant les TCO mesurées par TOMS, GOME et SBUV. Les données fusionnées ont été traduites en coordonnées de latitude équivalente et température potentielle, afin de fournir une couverture globale sur 15 niveaux de température potentielle. Dans le cadre de ce travail, les mesures d'ozone effectuées par les satellites TOMS, OMI et IASI au-dessus de chacun des 12 sites (figure 2.10) tropicaux et subtropicaux de l'hémisphère sud (Nairobi, Natal, Java, Ascension Island, Samoa, Fiji, Réunion, Bauru, Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne) sont fusionnées pour créer une base de données représentative du site en question. La série temporelle obtenue est assez longue, homogène et de bonne résolution spatiale. Les séries temporelles sont par la suite moyennées zonalement par région (équatoriale, tropicale et subtropicale) afin de construire 3 bases des données régionales. Notons que la méthode adoptée pour combiner les différents jeux des données est déjà présentée et validée dans une étude d'analyse de la variabilité et les tendances de la TCO dans les sites subtropicaux (Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne). Le dit travail a été communiqué aux SASAS, 2014 et une copie se trouve en annexe du présent manuscrit (Tohir et al., 2104).

Dans ce chapitre, Cette technique est d'abord appliquée aux mesures satellites (TOMS, OMI et IASI) disponibles pour chaque site. L'étude d'évaluation de la qualité de ces données précédemment faite, a montré un bon accord entre TOMS et OMI et entre OMI et IASI. De même les mesures obtenues par le capteur OMI sont en parfait accord avec les mesures effectuées par les spectromètres installés au sol (Dobson et SAOZ). De ce fait, les mesures OMI sont prises comme référence et les mesures TOMS et IASI sont donc ajustées par rapport à OMI. C'est après l'ajustement des données que la fusion est effectuée. La procédure se résume de la manière suivante :

- nous avons calculé les biais moyennes (en DU) respective entre OMI et les autres instruments (TOMS et IASI) pendant la période où il y a eu des observations simultanées entre les différents instruments.
- nous avons ajusté à partir de ces biais les mesures TOMS et IASI par rapport à OMI.
- nous avons moyenné les 3 séries (TOMS, IASI et OMI) pour construire les séries temporelles couvrant la période d'observation des trois instruments (1996-2012). Cette dernière caractérise la série temporelle des données satellitaires fusionnées.

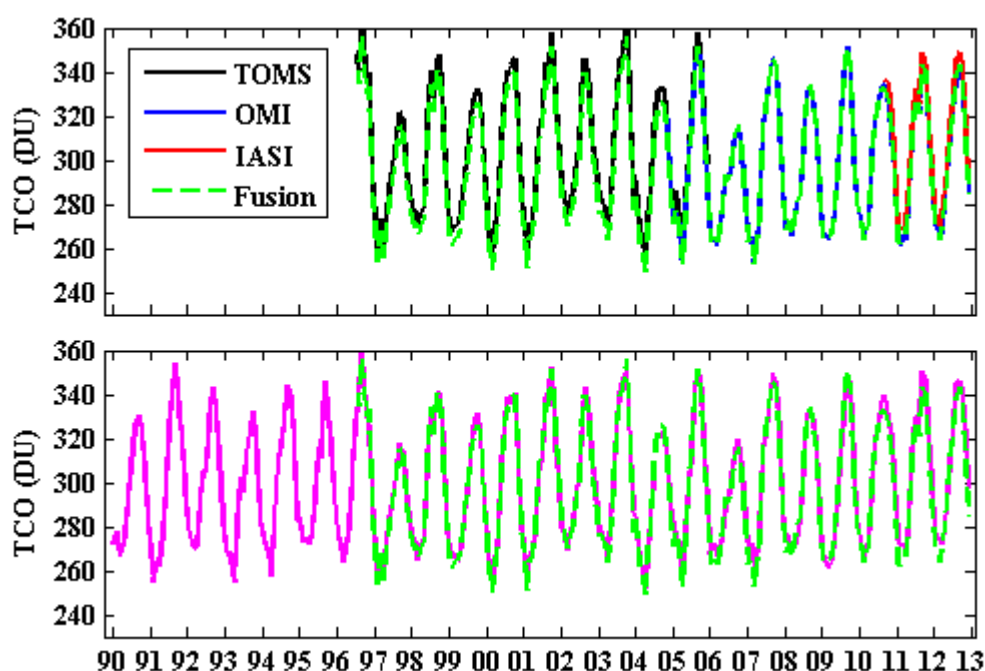


Figure 2. 11 : Variations des moyennes mensuelles des TCO obtenues à partir des observations TOMS (noire), OMI (bleue) et IASI (rouge) au-dessus de Melbourne. La courbe verte représente les valeurs de TCO fusionnées des 3 instruments. La courbe rose (graphe du bas) est la série temporelle de la moyenne mensuelle mesurée par Dobson sur la même station.

Etant donné que la version 4 des données IASI (mesures effectuées entre juin 2008 et août 2010) présente des oscillations périodiques et saisonnières, nous avons décidé de les retirer de la base de données et d'utiliser seulement la version 5 livrée entre septembre 2010 et décembre 2012. La figure 2.11 (haut) présente les moyennes mensuelles d'ozone total enregistrées par les instruments satellites TOMS (noire), OMI (bleue) et IASI (rouge) au-dessus du Melbourne. Des mesures simultanées entre OMI et TOMS sont effectuées d'une part sur la période allant d'octobre 2004 à décembre 2005. Nous constatons durant cette période l'existence d'une bonne corrélation entre les deux observations ($R > 0.98$). Par contre, nous avons enregistré une différence moyenne systématique de 6.12 DU entre TOMS et OMI. Ce biais est alors utilisé pour ajuster les mesures TOMS par rapport à OMI. D'autre part, les mesures effectuées par IASI entre septembre 2010 et décembre 2012 et celles effectuées par OMI à Melbourne sur la même période ont un coefficient de corrélation estimé à 0.99. Ceci montre un bon accord en termes de variation temporelle entre les deux observations. La différence systématique obtenue entre IASI et OMI est évaluée à 5.39 DU sur Melbourne. Ce biais moyen est utilisé pour ajuster les mesures de l'interféromètre IASI par rapport aux mesures du spectromètre OMI. La courbe en verte est la moyenne entre les mesures effectuées par OMI et les données ajustées qui dérivent des instruments TOMS et IASI. Cette procédure est effectuée pour toutes les stations pour fusionner les mesures satellites. Les biais moyens systématiques (DU) utilisés pour ajuster les mesures TOMS et OMI sont consultables dans le tableau 2.6, tandis que le biais systématique entre OMI et IASI se trouvent dans le tableau 2.9. Notons que des mesures de TCO effectuées à partir des

spectromètres installés au sol sont disponibles sur 7 sites à savoir : Natal, Réunion, Bauru, Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne. Sur chacun de ces sites, la méthode de fusion est appliquée entre la série temporelle constituée des mesures satellites et la série temporelle obtenue à partir des spectromètres opérationnels au sol. Ce processus permet non seulement d'harmoniser la base de données de chacune de ses 7 sites, mais aussi d'avoir des longues séries temporelles. Un exemple concret est celui de la base de données du site Natal dans la région équatoriale. L'instrument Dobson était opérationnel au début des années 80 sur ce site, mais il ne fonctionne plus depuis octobre 2006. La méthode de fusion appliquée entre les mesures Dobson et celles obtenues par fusion des mesures satellitaires a permis de construire une série temporelle de l'ozone couvrant la période 1990-2012. De même pour les autres sites, il a été constaté des périodes de rupture d'observation au sol. La fusion des observations au sol avec les observations satellites a permis de combler les trous et d'avoir des séries temporelles complètes et régulières. Dans le cas où la période de rupture est observée avant le début des observations EP-TOMS, les données mensuelles manquantes sont remplacées par les valeurs climatologiques correspondantes. La figure 2.11 (bas), présente les moyennes mensuelles obtenues à Melbourne par observations Dobson en rose et celles obtenues par fusion des données satellitaires (vert pointillet sur les deux figures). On remarque l'existence d'un bon accord entre les deux séries temporelles.

2.5.2. Organisation de la base de données des colonnes totales d'ozone

Après fusions des différentes mesures effectuées sur un même site, les séries temporelles des sites localisés dans la même région sont moyennées pour construire la série temporelle de l'ozone représentative de la région. Nous avons globalement, trois régions à savoir : Equatorial (Natal , Nairobi , Java et Ascension Island), Tropicale (Samoa , Fiji , Réunion et Bauru) et Subtropicale (Irène , Springbok, Buenos Aires et Melbourne). La figure 2.12 présente les séries temporelles représentatives de chaque région (bande latitudinale). C'est à partir de ces séries temporelles que l'analyse spectrale de la variabilité de l'ozone et l'étude du comportement saisonnier et quasi-biennale de la TCO est effectuée.

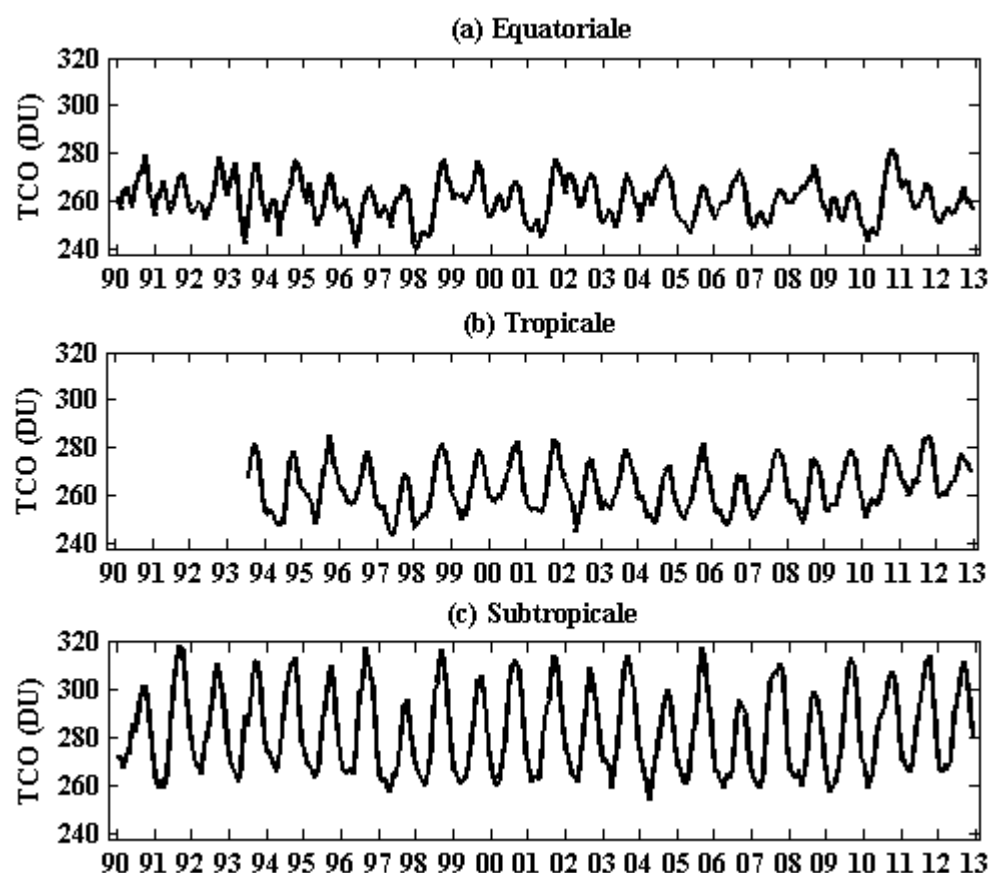


Figure 2. 12 : Variations des moyennes mensuelles des séries temporelles reconstruites pour chaque région (équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c)).

2.6. Comparaison et combinaison des profils MLS et SHADOZ

2.6.1. Comparaison

Dans ce paragraphe, nous examinons les profils d'ozone. A cet effet, le travail présenté ici concerne uniquement les sites où des profils d'ozone sont mesurés. Il s'agit à titre de rappel, de 8 sites appartenant au réseau SHADOZ à savoir : Nairobi, Natal, Java, Ascension Island, Samoa, Fiji, Réunion et Irène. Nous avons procédé à une étude comparative entre les profils obtenus par radiosondage et ceux récupérés au passage du satellite MLS au-dessus de chacun des sites. L'intérêt de cette étude est non seulement d'évaluer les profils MLS par rapport aux profils radiosondages, mais aussi d'examiner la possibilité d'une combinaison des deux produits pour réaliser une étude sur la variabilité de l'ozone dans différentes couches de la troposphère et la stratosphère. Comme il est mentionné dans la sous-section 2.2.4.1, les profils MLS renferment une incertitude de plus de 10% dans la troposphère au-dessous de 14 km (Froidevaux et al., 2008). Etant donné que les profils obtenus par radiosondage atteignent rarement 32 km, nous avons jugé pratique de comparer les deux observations dans la bande d'altitude comprise entre 15 km et 30 km. Les profils issus des deux observations ont été interpolés avec une résolution verticale de 100 m, soit 150

niveaux d'altitude entre 15 et 30 km. A chaque altitude la différence relative des mesures de la concentration de l'ozone (mol.cm^{-3}) obtenue par MLS et par radiosondage est calculée suivant cette relation :

$$RD_{MLS_Sonde} = \frac{(O_3)_{MLS} - (O_3)_{Sonde}}{(O_3)_{Sonde}} \times 100 \quad (2.11)$$

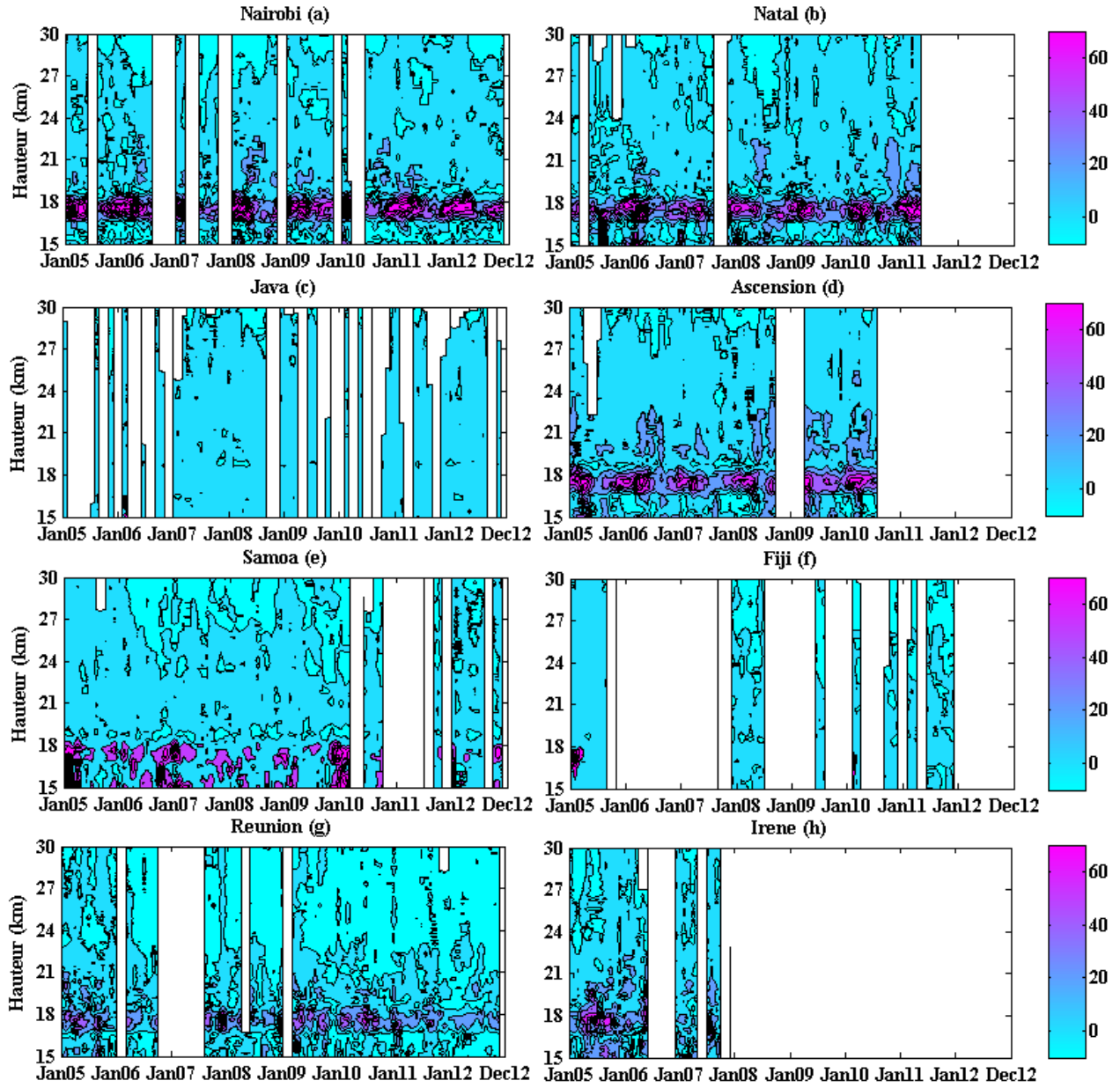


Figure 2. 13 : Différences relatives mensuelles (en pourcentage) entre les profils obtenus par MLS et par radiosondages sur 8 sites SHADOZ de l'hémisphère sud, entre janvier 2005 et décembre 2012.

La figure 2.13 présente les pourcentages obtenus des différences entre MLS et radiosondages. Il apparaît que la différence dépend de l'altitude et du site. Par ailleurs, nous pouvons noter globalement sur toutes les stations que MLS a tendance à surestimer les concentrations d'ozone par rapport aux radiosondages. Des différences relatives supérieures à 40% sont obtenues sur tous les sites dans la région de l'UT-LS, entre 16 km et 18 km.

Les différences relatives élevées sont surtout observées pendant la saison d'été austral. Il est constaté de même que dans l'UT-LS, la différence relative est plus élevée sur les sites tropicaux comprise entre 0 et 15° de latitude sud que pour les autres sites, à l'exception de Java où les différences relatives sont inférieures à 10% sur tous les niveaux d'altitudes. Nous tenons à rappeler que les mesures MLS présentent une forte variabilité mensuelle au niveau de l'UT-LS (cf. figure 2.4) ; ce qui laisse imaginer que la différence significative observée entre MLS et les sondes à l'UT-LS est due à la forte variabilité des mesures MLS. Effectivement les écarts significatifs enregistrés entre les profils MLS et radiosondages dans l'UT-LS s'expliquent par la présence d'oscillations systématiques sur les profils verticaux de la version v3.3 MLS. Ces oscillations apparaissent pour certains mois de l'année (essentiellement durant l'été austral) et notamment dans les régions tropicales (Livesey et al., 2011). La présence de ces oscillations estivales sur MLS en région tropicale constitue la raison principale de la différence relative importante observée entre MLS et les radiosondages autour de l'UT-LS tropicale. Notons qu'en hiver/printemps il y a une nette amélioration de la précision des observations MLS (Yang et al., 2007), ce qui explique la réduction de la différence relative à l'UT-LS en hiver/printemps.

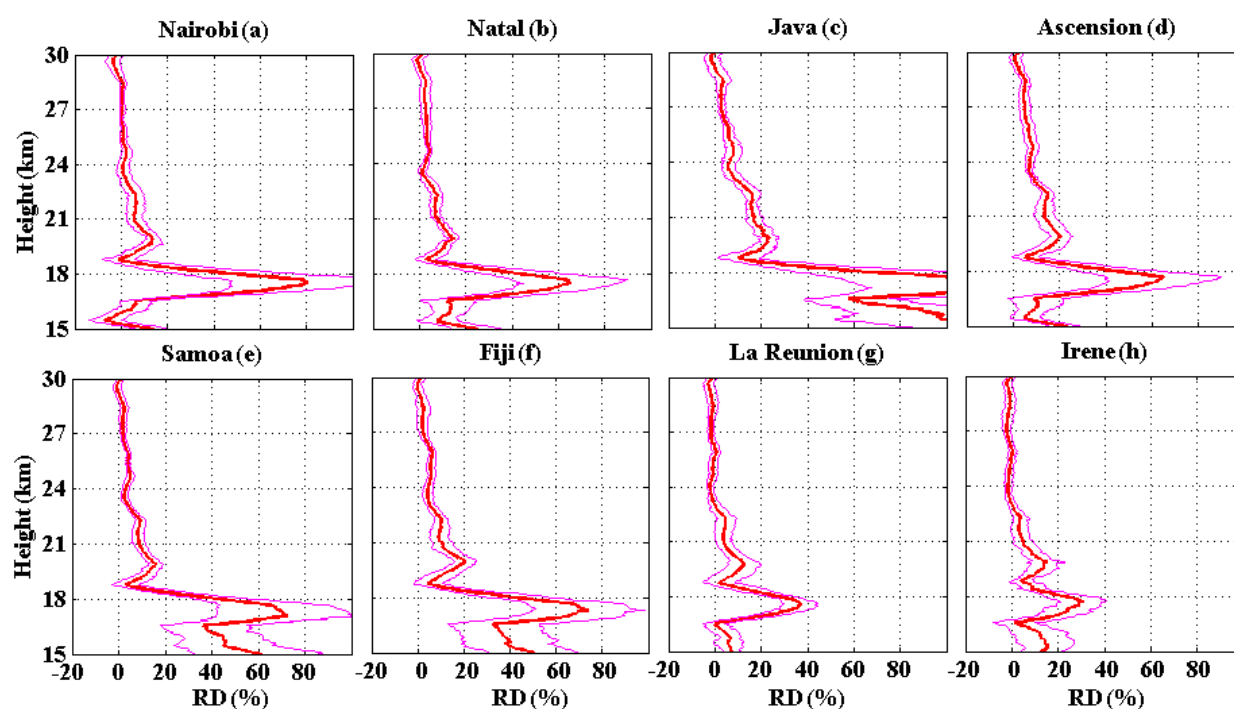


Figure 2. 14 : Moyenne de la différence relative (rouge) et l'écart type associé (rose) entre MLS et SHADOZ sur chaque site. La liste des stations est numérotée de (a) à (h) est ordonnée en fonction de la latitude, dans le sens Equateur vers le Pôle sud.

Le comportement de la distribution de la différence relative semble similaire sur les stations les plus proches en termes de latitude. Cependant chaque site présente quelques spécificités qui nécessitent des études supplémentaires pour y identifier les raisons. Cette spécificité est fort probablement liée aux mesures radiosondages. Nous pouvons noter, entre autres, les conditions expérimentales et les caractéristiques du type de sonde (ECC) utilisé lors des observations. Notons que chaque lancement est un nouvel instrument (Thompson et al., 2003a). De ce fait, deux observations ayant effectué sous les mêmes conditions peuvent

ne pas donner les mêmes résultats. En plus, Smith et al. (2007) ont rapporté que les deux types de sonde ECC, à savoir le model ENSCI-Z et le SPC-6A, mesurent différemment l'ozone sous les mêmes conditions expérimentales. Ils ont démontré que le model ENSCI-Z a tendance à mesurer 5-10% plus d'ozone que le SPC-6A, particulièrement au-dessus de 20 km. Etant donné que tous les sites SHADOZ n'utilisent pas le même modèle de sonde (Thompson et al., 2007), les résultats des observations peuvent être différentes d'un site à un autre.

Globalement, un bon accord entre MLS et les radiosondages s'observe sur tous les sites entre 20 km et 30 km, où des différences relatives variables entre $\pm 10\%$ sont observées dans différentes couches. Le biais global enregistré dans la bande d'altitude 20-30 km est estimé à $3.69 \pm 1.13\%$ et l'accord entre les deux types de mesure est excellent. Ces résultats sont similaires à ceux publiés par Yang et al. (2007), qui, après avoir comparé MLS et des observations radiosondages, ont trouvé un accord de moins de 5% dans la stratosphère entre les deux observations. Mzé et al. (2010) ont de même constaté une légère infériorité des mesures d'ozone obtenues par radiosondage par rapport aux mesures obtenues par le satellite GOMOS au-dessus des sites tropicaux entre 20 km et 30 km. Ils estiment que les sondes ont tendance à sous-estimer la concentration de l'ozone au-dessous de 27 km. Thompson et al. (2003a) estiment que des erreurs des mesures d'ozone par radiosondage peuvent être introduites due aux incertitudes expérimentales, plus particulièrement au-dessus de 29 km. Néanmoins, nous observons une forte cohérence entre les mesures obtenues par MLS et celles par radiosondage au niveau de la stratosphère au-dessus de 22 km. Etant donné le biais observé entre les deux types d'observations, estimé à moins de 5%, une combinaison des profils MLS et radiosondages paraît envisageable dans la stratosphère.

La figure 2.14 présente les profils du biais moyen obtenu sur chaque niveau d'altitude pour chaque site. On constate que le biais moyen entre les deux observations diminue avec l'augmentation de l'altitude au-dessus de 20 km. Ce biais est très faible dans la bande d'altitude 26-29 km où il est estimé à $\pm 1\%$. Vu que des erreurs de mesures d'ozone par radiosondage peuvent apparaître au-dessus de 29 km (Thompson et al., 2003a) et que les profils MLS renferment des incertitudes significatives dans l'UT-LS (Livesey et al., 2008 et 2011), nous utilisons la couche d'altitude 26-29 km pour raccorder les profils MLS et radiosondage.

2.6.2. Combinaison

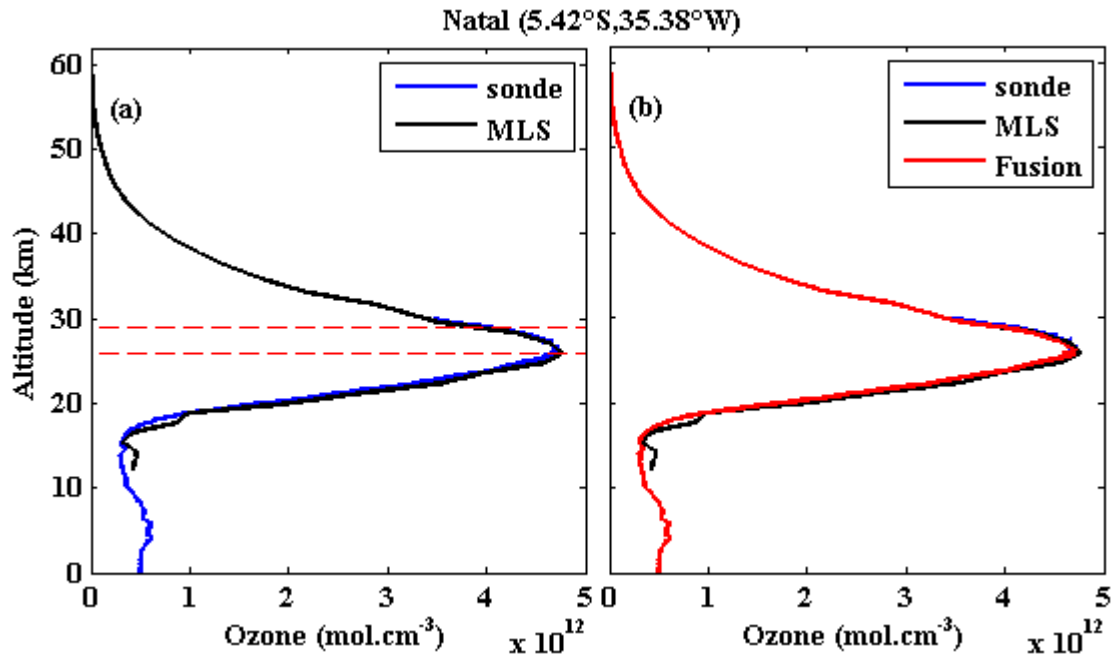


Figure 2. 15: Une comparaison explicitant les profils moyens mensuels enregistrés le mois de juin par MLS (noir) et SHADOZ (bleu) pour créer la climatologie (rouge) de juin sur Natal. La tranche d'altitude où les deux profils sont fusionnés (moyenne médiane de 2 observations) est cadrée par deux lignes rouges en pointillé.

Pour pouvoir analyser la variabilité saisonnière de l'ozone sur les différents niveaux d'altitudes qui composent la couche d'ozone, nous avons construit des profils mensuels d'ozone couvrant la bande d'altitude 1-60 km, en combinant les profils moyens mensuels obtenus par MLS et ceux obtenus par observation radiosondage. La figure 2.15 présente une comparaison entre le profil moyen mensuel climatologique enregistré par MLS (noir) et celui obtenu par radiosondage (bleu) sur Natal au mois de juin. Le profil hybride mensuel climatologique (rouge fig. 2.15 b) est constitué de trois parties : La partie située entre 0 et 26 km est constituée des données radiosondages tandis que la partie au-dessus de 29 km est composée des mesures MLS. La partie comprise entre 26 km et 29 km est constituée par la moyenne médiane entre les deux observations. Chaque profil hybride est interpolé avec un pas de 1 km, puis intégré afin de calculer la colonne totale correspondante en unité Dobson. La formule de calcul utilisée est la suivante :

$$TCO(DU) = \frac{10^4}{2.69 \times 10^{16}} \int_1^h O_3 (mol \cdot cm^{-3}) dx \quad (2.12)$$

Où h désigne la hauteur du profil et dx représente le pas d'intégration fixé à 1 km.

Après avoir calculé la TCO qui dérive du profil hybride, nous avons calculé la TCO correspondant enregistré par le capteur satellite OMI. Le rapport entre la TCO enregistrée par OMI et celle obtenue par intégration du profil hybride mensuel donne ce qu'on appelle « le facteur de normalisation (NF) mensuel » (Sivakumar et al., 2007). Les facteurs de normalisation mensuels obtenus pour chaque site sont présentés dans le tableau 2.9. Ces facteurs constituent un indice permettant de qualifier le profil hybride obtenu. Plus

le facteur de normalisation se rapproche de l'unité (1), plus le profil hybride est de bonne qualité. Les valeurs présentées dans le tableau 2.9 sont toutes comprises entre 0.91 et 1.01, ce qui indique la bonne qualité des profils hybrides obtenus. Les profils hybrides sont par la suite normalisés de telle sorte qu'une fois intégrés dans la bande 1-60 km, on retrouve une TCO la plus proche possible de celle mesurée par OMI. Pour ce faire, le facteur de normalisation est multiplié par la valeur du profil hybride calculée dans chaque niveau d'altitude (Sivakumar et al., 2007). C'est à partir de ces profils normalisés que les climatologies de l'ozone pour les 8 stations SHADOZ sont construites.

Tableau 2. 9: Facteurs de normalisation mensuels obtenus sur chacun des 8 sites SHADOZ.

Mois	Nairobi	Natal	Java	Ascension	Fiji	Samoa	Réunion	Irène
1	0,915	0,941	0,960	0,963	0,964	0,953	0,942	0,933
2	0,917	0,939	0,976	0,962	0,965	0,946	0,932	0,944
3	0,929	0,959	0,971	0,986	0,973	0,969	0,947	0,947
4	0,947	0,972	0,971	0,991	0,975	0,978	0,951	0,943
5	0,952	0,978	1,010	0,996	0,989	0,975	0,956	0,951
6	0,960	0,968	1,008	0,997	0,986	0,974	0,947	0,952
7	0,942	0,955	1,005	0,982	0,981	0,974	0,952	0,937
8	0,948	0,971	1,002	0,969	0,991	0,978	0,932	0,948
9	0,944	0,960	0,985	0,978	0,992	0,968	0,948	0,942
10	0,947	0,961	0,986	0,957	0,952	0,956	0,940	0,929
11	0,951	0,971	0,994	0,979	0,969	0,959	0,946	0,940
12	0,923	0,949	0,971	0,961	0,944	0,962	0,937	0,928

2.6.3. Validation de la colonne totale d'ozone dérivée des profils normalisés

Dans le but de valider le processus de normalisation des profils, la colonne totale d'ozone qui dérive des profils normalisés est calculée suivant la formule 2.12. Cette colonne totale est ensuite comparée à celle mesurée par Dobson sur Irène et par SAOZ sur la Réunion. Dans un souci d'harmonisation de la couverture temporelle des données spectrométriques avec celle des profils d'ozone, seules les moyennes mensuelles des colonnes totales d'ozone enregistrées entre 1998 et 2012 sont utilisées. La variation saisonnière de chaque type des données est présentée à la figure 2.16. La colonne totale d'ozone dérivant des profils normalisés suit effectivement la variation saisonnière de l'ozone décrit par les observations spectrométriques (Dobson et SAOZ). La climatologie décrit par chacune des observations met en évidence un cycle annuel avec une phase ascendante en hiver et une phase descendante en été. Le minimum s'observe en été/automne et le maximum en hiver/printemps comme prévu. Cependant nous observons une différence entre les valeurs présentées sur les différentes courbes. Pour la quantifier, nous avons calculé la différence relative mensuelle entre la TCO obtenue à partir des profils normalisés et celle obtenue par les

spectromètres en prenant comme référence les données spectrométriques. L'expression mathématique utilisée est la suivante :

$$RD_{MLS/Sonde_Spectro} = \frac{TCO_{MLS/sonde} - TCO_{Spectro}}{TCO_{Spectro}} \times 100 \quad (2.13)$$

Le biais moyen est pris comme étant la moyenne de la différence relative sur les 12 mois de l'année.

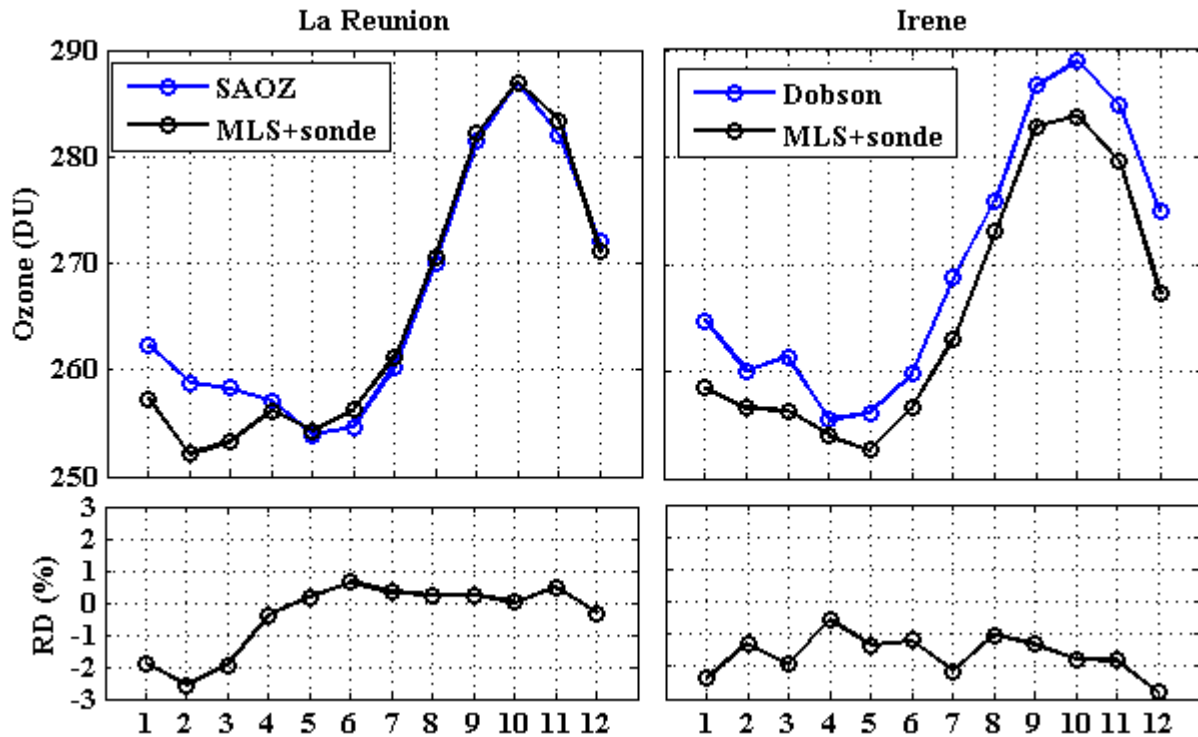


Figure 2. 16 : Comparaison entre le cycle annuel de la TCO obtenue à partir d'une intégration des profils normalisés et celle enregistrée par SAOZ sur la Réunion et Dobson sur Irène. La couverture temporelle est de 15ans (1998-2012) ; les figure en bas présente la différence relative calculée avec comme référence les mesures spectrométriques.

La superposition des courbes sur Irène met en évidence une forte corrélation entre la colonne totale d'ozone enregistrée par Dobson et celle calculée à partir des profils normalisés. Cette corrélation est tout à fait prévisible dans la mesure où les profils hybrides sont normalisés à partir des données OMI et que l'accord entre OMI et Dobson est évalué à environs 1% dans le subtropique (Balis et al., 2007b). Toutefois, la TCO obtenue à partir des profils normalisés semble sous-estimer la concentration de l'ozone avec un biais moyen de $-1.63 \pm 1.088 \%$ par rapport aux observations Dobson. Ce biais est dû à l'erreur systématique lié aux procédures suivies pour calculer la colonne totale de l'ozone dans les deux cas. Le biais exprimé sur la Réunion avec SAOZ est faible particulièrement entre avril et décembre, où la différence relative entre les deux distributions oscille au sein de $\pm 1\%$. Par contre, sur les 3 premiers mois de l'année (janvier février mars), la TCO calculée à partir des profils normalisés présente un biais de 2.14 % par rapport aux observations SAOZ. Ces résultats sont semblables à ceux de Pastel et al. (2014). En comparant le cycle

annuel de l'ozone observé sur La Réunion par SAOZ et par différents instruments satellitaires (EP-TOMS, SCIAMCHY, TOMS et OMI), Pastel et al. (2014) ont constaté que le SAOZ surestime entre janvier et mars avec une différence relative moyenne fluctuant entre 0.2% et 2.3% ; par contre entre avril et décembre, les observations satellites surestiment légèrement l'ozone par rapport au SAOZ. Pastel et al. (2014) estiment que ce biais s'explique, en partie, par une dépendance saisonnière des observations satellites qui opèrent dans l'UV dont la section efficace varie avec la variation de la température.

2.7. Conclusion

Dans ce chapitre, différents instruments de télédétection pour la mesure de l'ozone sont présentés. Certains sont embarqués à bord de satellites (TOMS, OMI, MLS et IASI), tandis que d'autres sont basés au sol (Dobson, SAOZ et radiosondages). Chaque instrument possède ses spécificités en terme d'étalonnage, de résolutions (spectrale, spatiale), de précision, de couverture et temps d'observation, etc. Toutefois, certaines de ces expériences présentent des caractéristiques communes. Il se trouve, par exemple, que les expériences Dobson, SAOZ, TOMS et OMI opèrent dans l'ultraviolet, alors que IASI et MLS utilisent des bandes spectrales dans le domaine infrarouge ou micro-onde. De ce fait, les mesures effectuées simultanément sur une région donnée par différents instruments dans les mêmes conditions météorologiques ne restituent pas toujours les mêmes valeurs d'ozone. Un des objectifs de ce travail est de réaliser une étude comparative entre les mesures issues des différents instruments, pour évaluer et valider les observations satellitaires dans les régions tropicales et subtropicales de l'hémisphère sud. Ainsi, les mesures effectuées par les instruments satellitaires sont comparées aux mesures effectuées par les spectromètres opérationnels au sol et celles effectuées par radiosondages, car ces derniers sont considérés comme une référentielle. Les paramètres de comparaison utilisés sont la différence relative, l'écart quadratique moyen, le biais, le coefficient de corrélation et la précision moyenne mensuelle entre les mesures. Cette étude comparative est portée sur 13 sites de l'hémisphère sud dans lesquels des mesures de la TCO et/ou des profils d'ozone, sont effectués à partir des spectromètres opérationnels au sol et / ou des radiosondages. Les mesures des profils d'ozone par radiosondage sont effectuées sur 8 sites appartenant au réseau SHADOZ, à savoir : Nairobi, Natal, Java, Ascension Island, Samoa, Fiji, Réunion et Irène, tandis que les mesures des TCO sont réalisées sur 8 sites dont Natal, Marcapomacocha, Réunion, Bauru, Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne.

Le premier exercice consiste à comparer les TCO mesurées par l'instrument satellitaire OMI sur les 8 sites avec les mesures colocalisées effectuées par les spectromètres opérationnels au sol (Dobson sur 6 sites Natal, Marcapomacocha, Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne et SAOZ à Bauru et à la Réunion). Les résultats ont montré que l'instrument OMI a tendance à sous-estimer légèrement la TCO. Toutefois, le biais demeure faible, soit inférieur à 1.5% partout, sauf à Marcapomacocha (2.85%) et à Bauru (3.47%). Pour ce dernier site, le SAOZ semble surestimer l'ozone par rapport aux observations satellites. Les précisions mensuelles des TCO mesurées par OMI et les autres instruments pour chacun des sites

étudiés révèlent l'existence d'un bon accord entre les mesures journalières produites par tous les instruments. L'accord entre les mesures OMI et les autres instruments semble bon. Le meilleur accord est observé en région subtropicale, où les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0.90 sur tous les sites. Comme le capteur OMI est rentré en opération en août 2004, pour compléter la base de données OMI, nous utilisons les observations de l'expérience TOMS opérationnel sur Earth-Probe de juin 1996 à décembre 2005. Pour ce faire, une étude d'intercomparaisons entre OMI et TOMS est effectuée. L'objectif est d'évaluer la corrélation entre les deux observations sur l'ensemble des sites et d'estimer les biais systématiques site par site. Cette étude révèle un excellent accord entre OMI et TOMS, avec des coefficients de corrélation partout supérieurs à 0.96. Néanmoins, on note que globalement TOMS a tendance à surestimer les mesures TCO avec un biais moyen de 1.90%. Ce biais étant faible ($< 5\%$), les observations TOMS et OMI sont alors combinées pour construire des séries temporelles d'ozone couvrant la période allant de juillet 1996 à décembre 2012.

Le bon accord entre les observations des spectromètres au sol et les mesures des expériences satellites OMI et TOMS, est cohérent, puisqu'ils opèrent tous avec des longueurs d'ondes assez proches dans l'ultraviolet. Parmi les jeux de données utilisés dans cet exercice d'inter-comparaison, l'expérience IASI est la seule qui opère dans l'infrarouge. Nous utilisons les produits TCO IASI issus des versions 4 et 5. Les valeurs mensuelles des TCO obtenues par IASI au-dessus des 13 stations sont comparées avec celles colocalisées, effectuées par OMI, Dobson et SAOZ. Les résultats de cette étude ont montré globalement un bon accord entre IASI et les autres instruments. Cependant, IASI a tendance à surestimer les TCO avec un biais moyen de moins de 2% par rapport aux autres instruments. Le biais le plus élevé est enregistré sur le site Marcapomacocha. Si les données de ce site ne sont pas prises en compte, le biais moyen serait de 1.49% entre IASI et Dobson. Compte tenu de la faible qualité des mesures et étant donné le désaccord observé entre les mesures Dobson et les mesures satellite (OMI et IASI) pour le site Marcapomacocha, nous avons retiré les données de ce site dans la suite de notre étude. L'étude comparative entre IASI et les autres instruments révèle que la version 4 de l'instrument IASI recouvrant la période de juillet 2008 à septembre 2010, présente des oscillations périodiques saisonnières avec des tendances à la hausse en automne et à la baisse au printemps. Toutefois, des améliorations ont été apportées sur l'algorithme d'inversion utilisé pour la récupération de la version 5. Ces améliorations sont apportées essentiellement sur les tests d'identification des nuages, le calcul d'émissivité de surface et la méthode à adopter pour restituer les profils. Ces changements ont permis de réduire les oscillations saisonnières à partir de septembre 2010. L'accord entre les TCO IASI de la version 5 et les TCO obtenues par les autres instruments est excellent. Nous avons estimé que cette version 5 est de bonne qualité, elle est donc combinée avec les données TOMS et OMI pour construire de longues séries temporelles et homogènes.

Les séries temporelles obtenues par combinaison des données satellites sur les 7 sites où il y a eu des observations au sol, sont aussi fusionnées avec les mesures spectrométriques colocalisées afin d'harmoniser la base de données d'ozone sur chacun de ces sites. Les séries temporelles reconstruites des

sites appartenant à la même région sont alors moyennées pour donner la série temporelle représentative de la région.

La dernière partie de ce chapitre consiste à évaluer les profils mensuels d'ozone enregistrés par MLS au-dessus des 8 sites tropicaux et subtropicaux où il y'a eu aussi des observations par radiosondages. Une étude préliminaire consistait à identifier et à retirer les anomalies sur les profils radiosondages. Puis, les profils mensuels enregistrés entre janvier 2005 et décembre 2012 par observations radiosondage et par satellite sont inter-comparés dans la gamme d'altitude de recouvrement située entre 15 et 30 km. Les résultats de cette comparaison révèlent un bon accord entre les deux observations. Toutefois, une forte variabilité des profils mensuels d'ozone mesurés par MLS est enregistrée dans l'UT-LS, entre 16 km et 19 km, où la différence relative dépasse 40%. Le meilleur accord est observé entre 20 km et 30 km, où la différence relative est de l'ordre de $\pm 10 \%$ et le biais moyen sur tous les sites est estimé à $3.69 \pm 1.13\%$.

Un zoom au niveau de la stratosphère révèle que le biais entre les deux observations oscille au sein de $\pm 1\%$ dans la tranche 26-29 km. Les deux observations sont donc raccordées dans cette tranche d'altitude afin de construire des profils mensuels d'ozone allant de la troposphère jusqu'à la mésosphère, de 1 à 60 km. Les TCO intégrés qui dérivent de ces profils fusionnés sont en bon accord avec les TCO mesurées par SAOZ et Dobson, respectivement à la Réunion et à Irène.

Chapitre 3

3. Analyse de la périodicité de l'ozone

3.1. Introduction

Pour appréhender finement les changements qui s'opèrent dans l'atmosphère conduisant à une modification du bilan global de l'ozone à l'échelle annuelle et interannuelle, une connaissance des modes de variabilité naturelle et des différents cycles de l'ozone est nécessaire. Dans ce travail, les cycles de forçage de l'ozone sont examinés. L'intérêt est de mettre en évidence les modes de variations présents et les périodes associées. Ce travail est fait à partir de l'analyse de la densité spectrale des mesures des variations de TCO obtenues pour les trois régions (équatoriale, tropicale et subtropicale) concernées par cette étude et présentées dans le chapitre précédent en utilisant la méthode des ondelettes.

La décomposition en ondelettes est une technique performante permettant de mettre en évidence les variations localisées d'un spectre de puissance représentatif d'une série temporelle non stationnaire (Percival et Walden, 2000). En décomposant la série temporelle dans un espace de temps-fréquence, il est possible de déterminer à la fois les modes de variabilité dominants et comment ces modes varient temporellement (Torrence et Compo, 1998). La transformée en ondelettes a été utilisée dans de nombreuses études géophysiques, y compris pour des études portant sur la convection tropicale (Weng et Lau, 1994), sur la prévision mensuelle des précipitations (Goyal, 2014), sur l'analyse des événements ENSO (Gu et Philander 1995; Torrence et Compo, 1998), ainsi qu'en hydrologie (Coulibaly et Burn, 2004 ; Wang et Ding, 2003) ou sur l'évolution de l'ozone (Rigozo et al., 2011). Grâce à l'analyse par transformée en ondelette de la série temporelle annuelle de la SST (Sea Surface Température), Torrence et Compo, (1998) ont réussi à montrer que les événements ENSO ont une période de retour entre 2 et 8 ans et ces événements se sont significativement produits dans les périodes 1880-1920 et 1960-1990. La pluviométrie et ses impacts climatiques au nord de la chine durant les saisons de pluie de mousson ont été étudiés à l'échelle décennale et inter-décennale en utilisant les ondelettes (Xingang et al., 2003). Coulibaly et Burn, (2004) ont de même utilisé les ondelettes pour identifier et décrire la variabilité des flux annuels des cours d'eau au Canada et pour mieux comprendre le lien dynamique entre les débits d'eau et les modes dominants sur la variabilité du climat dans l'hémisphère Nord. Après avoir reconstruit une base de données d'ozone à partir d'une fusion des mesures Brewer avec une série de mesures composée des observations TOMS et OMI, Rigozo et al. (2011) ont utilisé les transformées en ondelettes pour déterminer les différentes variables

intervenant sur la variabilité à longue-terme de l'ozone au sud du Brésil. A travers leurs études, Rigozo et al. (2011) ont mis en évidence une variabilité de l'ozone dominée par un cycle annuel, une périodicité évaluée à 600 jours liée à la QBO et d'autres cycles de 2000 et 4000 jours qui peuvent être attribués respectivement aux premier et deuxième harmonique du cycle solaire de 11 ans.

Le travail effectué ici est similaire à celui présenté par Rigozo et al. (2011), et les analyses sont axées sur un ensemble de mesures effectuées sur nos sites d'études. Notons que la méthode d'analyse par ondelettes doit être appliquée sur des bases des données solides, fiables et assez longues (Rigozo et al., 2011). Pour ce faire, nous avons utilisé les séries temporelles harmonisées qui dérivent de la combinaison des TCO mesurées par les différents instruments utilisés dans le cadre de cette thèse (cf. chapitre 2, section 2.5).

Ce chapitre est organisé de la manière suivante : la description de la méthode des ondelettes sera présentée à la section 2, les résultats obtenus sur l'étude de la périodicité sont présentés et discutés dans la section 3 et la synthèse du chapitre sera présenté à la section 4.

3.2. L'analyse des données par ondelettes

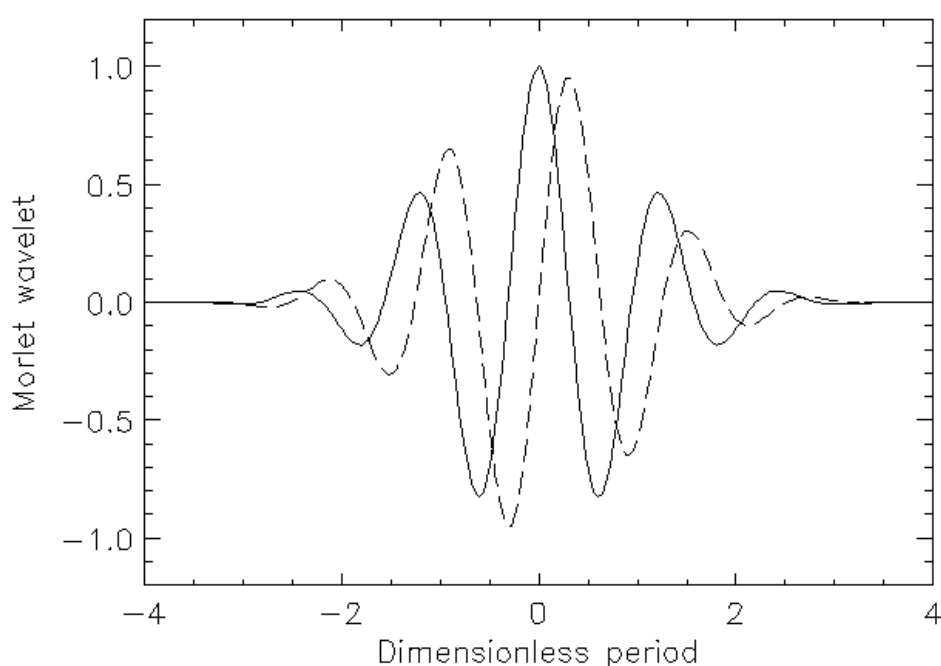


Figure 3. 1: Parties réelle (ligne solide) et imaginaire (ligne en pointillés) de l'ondelette de Morlet utilisée comme ondelette mère dans le présent travail.

En terme d'outil mathématique, on peut définir la transformée en ondelettes comme un puissant outil pour l'analyse des signaux non stationnaires permettant d'identifier les principales périodicités dans une série temporelle et leurs évolutions. Historiquement, les premières ondelettes (introduite par Haar dans

les années 1930) constituaient une base de fonctions orthogonales. Les ondelettes de Haar présentent la particularité de ne pas être dérivables. Récemment, des nouvelles fonctions ondelettes ont été introduites par Meyer qui constituent également une base de fonctions orthogonales, et dérivable (Meyer, 1993). Dans le cadre de ce travail, la fonction ondelette utilisée est celle de Morlet qui est constituée d'une onde plane modulée par une fonction gaussienne. Son expression mathématique est :

$$\varphi_0(t) = \pi^{-1/4} e^{iw_0 t} e^{-t^2/2} \quad (3.1)$$

Où w_0 est la fréquence qui doit être 5 ou 6 afin de satisfaire les conditions d'admissibilité (Farge, 1992) et t est un paramètre « temps » non dimensionnel.

3.2.1. La transformée en ondelettes

L'analyse spectrale habituellement effectuée à partir de la transformée de Fourier ne permet pas de réaliser l'étude des composantes transitoires de durées différentes d'un signal. Avec l'analyse de la transformée en ondelettes, il est possible de travailler sur des fenêtres de différentes échelles de temps en décomposant le signal sur une famille d'ondelettes translatées et dilatées.

Une ondelette est tout d'abord une fonction de $L^2(\mathbb{R})$ de moyenne nulle, elle est normalisée et centrée au voisinage d'un instant nul. Elle est définie tel que :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(t) dt = 0 \quad (3.2)$$

Une famille d'élément temps-fréquence s'obtient en dilatant d'une échelle S et en translatant d'un facteur

$$\text{temps } b, \text{ l'ondelette : } \varphi_{S,b}(t) = \frac{1}{S^{-2}} \varphi\left(\frac{t-b}{S}\right) \quad (3.3)$$

Où $\varphi_{S,b}(t)$ est une succession d'ondelettes ; S est un facteur d'échelle ou de fréquence et b un facteur temps (Wang et Ding, 2003).

Considérons une série temporelle d'un signal géophysique discret X_n , avec « n » un nombre de mesures variant entre 0 et $N-1$, espacé d'un intervalle de temps « δt ». La transformée en ondelettes continue du signal géophysique discret X_n dans un instant t est tout simplement la convolution du signal géophysique avec la version translatée et dilatée de l'ondelette mère $\varphi_0(t)$. L'expression mathématique de la transformée est la suivante :

$$W_b(s) = \sum_{t=0}^{N-1} X_t \varphi * \left[\frac{(t-b)\delta t}{s} \right] \quad (3.4)$$

Où le terme (*) indique le complexe conjugué. Cette expression s'interprète comme l'analyse du comportement du signal au voisinage d'un intervalle de temps $t = t-b$ pour une fréquence $f = S$. En variant

la fréquence S (échelle de dilatation) et en translatant avec un instant localisé $t = t-b$ tout au long de la période d'observation, il est possible d'identifier à la fois les amplitudes des différents modes de variabilité composant le signal temporel et comment ces amplitudes varient avec le temps (Torrence et Compo, 1998).

3.2.2. Le spectre de puissance de la transformée en ondelettes

Etant donné que l'ondelette mère $\varphi(t)$ est une fonction complexe, alors la transformée en ondelettes $W_n(S)$ est aussi complexe. De ce fait, cette transformée peut être décomposée en une partie réel, $R\{W_n(S)\}$, en partie imaginaire, $I\{W_n(S)\}$ ou en amplitude, $|W_n(S)|$ et en phase, $\tan^{-1}[I\{W_n(S)\}/R\{W_n(S)\}]$. Pour le cas d'un signal géophysique avec lequel toutes les valeurs le composant sont réelles, la partie imaginaire est nulle et la phase est donc infinie. Par conséquent le spectre de puissance de la transformée est le carré de l'amplitude, $|W_n(S)|^2$. Notons qu'un spectre de puissance est souvent normalisé avant d'être présenté dans l'échelle temps-fréquence. Pour un signal avec un bruit blanc tel que celui d'une série temporelle, le spectre de puissance doit être normalisé par rapport à la variance du signal notée σ^2 . Cette procédure permet de rendre unitaire la variance totale de chaque série temporelle et de comparer les spectres issus de l'analyse des différentes séries (Kestin et al., 1998). La formule de normalisation est la suivante :

$$X_n = \frac{(X_n - \mu(X))}{\sqrt{\sigma^2}} \quad (3.5)$$

En moyennant le spectre de puissance dans l'espace temps on retrouve ce qu'on appelle le spectre de puissance globale de l'ondelette ; son expression est la suivante :

$$\overline{W}^2(S) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} |W_n(S)|^2 \quad (3.6)$$

Le spectre d'ondelettes global fournit une estimation objective et cohérente du spectre dans le temps et permet de mettre en évidence l'intensité moyenne des fréquences les plus dominantes et les plus significatives (Percival, 1995).

3.3. Résultats de l'application des ondelettes sur les séries temporelles

Les résultats présentés ici concernent l'application des ondelettes sur les séries temporelles (présentées dans le chapitre précédent) constituées par les valeurs mensuelles d'ozone moyennées pour 3 régions d'étude : équatoriale (0- 10° S), tropicale (10° S - 23° S) et subtropicale (23° S – 40° S). Nous avons, à titre de rappel, 3 groupes, chaque groupe est constitué de 4 sites : le groupe équatorial rassemble les sites Nairobi, Natal, Java et l'île de l'Ascension ; le groupe des sites tropicaux est formé de Fiji, Samoa, la Réunion et Bauru et le groupe subtropical est constitué des sites Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne. Après avoir ajusté et moyenné les données enregistrées sur chaque site, les mesures des sites

de chaque groupe sont moyennées pour construire une série temporelle de l'ozone représentative de chaque région (cf. chapitre 2, section 2.5, figure 2.12).

3.3.1. La région équatoriale

La série temporelle de la région équatoriale, présentée à la figure 3.2(a), met en évidence l'existence d'une certaine périodicité sur la variation de l'ozone à travers le temps. Des pics maximums d'ozone s'observent presque deux fois par an et d'autres pics apparaissent suivant des fréquences assez régulières tout au long de la période d'observation. L'analyse spectrale en ondelettes de la série temporelle a permis d'appréhender les différents cycles qui contribuent aux variations de l'ozone et leurs périodicités. Le spectre de puissance globale (figure 3.2(c)) met en évidence 4 pics, dont 3 sont significatifs (seuil à 95%). Ces trois pics sont étalés sur une période allant de 4 à 34 mois. Ceci signifie que la bande de fréquence 4-34 mois est une signature statistiquement significative dans le mode de variabilité de l'ozone dans la région équatoriale. Ainsi, l'ozone est modulé par 3 phénomènes physiques dont chacun possède une période de retour spécifique, représentée par chacun des pics. On identifie des pics de 6, 12 et 28 mois indiquant que la variabilité de l'ozone est modulée respectivement par des forçages de périodicités semi-annuelle, annuelle et quasi-biennale. Le premier pic qui apparaît à 6 mois peut être identifié comme résultant des variations intra-annuelles de l'ozone modulées par l'alternance des équinoxes/solstices en région équatoriale. Ce processus conduit à des oscillations semi-annuelles de l'ozone total et se traduit par 2 pics dans la bande d'altitude de maximum de rapport de mélange d'ozone (Mzé et al., 2010) aux équinoxes d'automne et de printemps. Le cycle semi-annuel est l'un des principaux modes qui apparaissent sur le signal temporel de l'ozone et de la température en région équatoriale (Maeda, 1984). Il a été démontré par Delisi et Dunkerton, (1988) que l'oscillation semi-annuelle en région équatoriale dérive d'abord de la variation saisonnière de la température et s'exprime avec un pic plus intense dans l'hémisphère d'hiver et un pic atténué dans l'hémisphère d'été. En examinant de plus près le spectre de puissance sur la bande fréquentielle centré sur 6 mois, on s'aperçoit que le signal spectral a tendance à être plus fort en hiver qu'en été austral. Ce qui confirme les conclusions de Delisi et Dunkerton, (1988). La variation semi-annuelle de l'ozone est donc associée à la variation semi-annuelle de la température et ce dernière est modulée par les changements de phase du vent zonal, qui à leur tour sont générés par les ondes de Kelvin pour la phase d'ouest et par advection horizontal au-dessus de l'équateur pour la phase d'est (Lindzen et Holton, 1968 ; Hirota, 1978 ; Delisi et Dunkerton, 1988 ; Shepherd, 2000). En hiver les mouvements ondulatoires sont bien développés (Weber, 2011), raison pour laquelle l'amplitude du cycle semi-annuel en hiver est plus élevée.

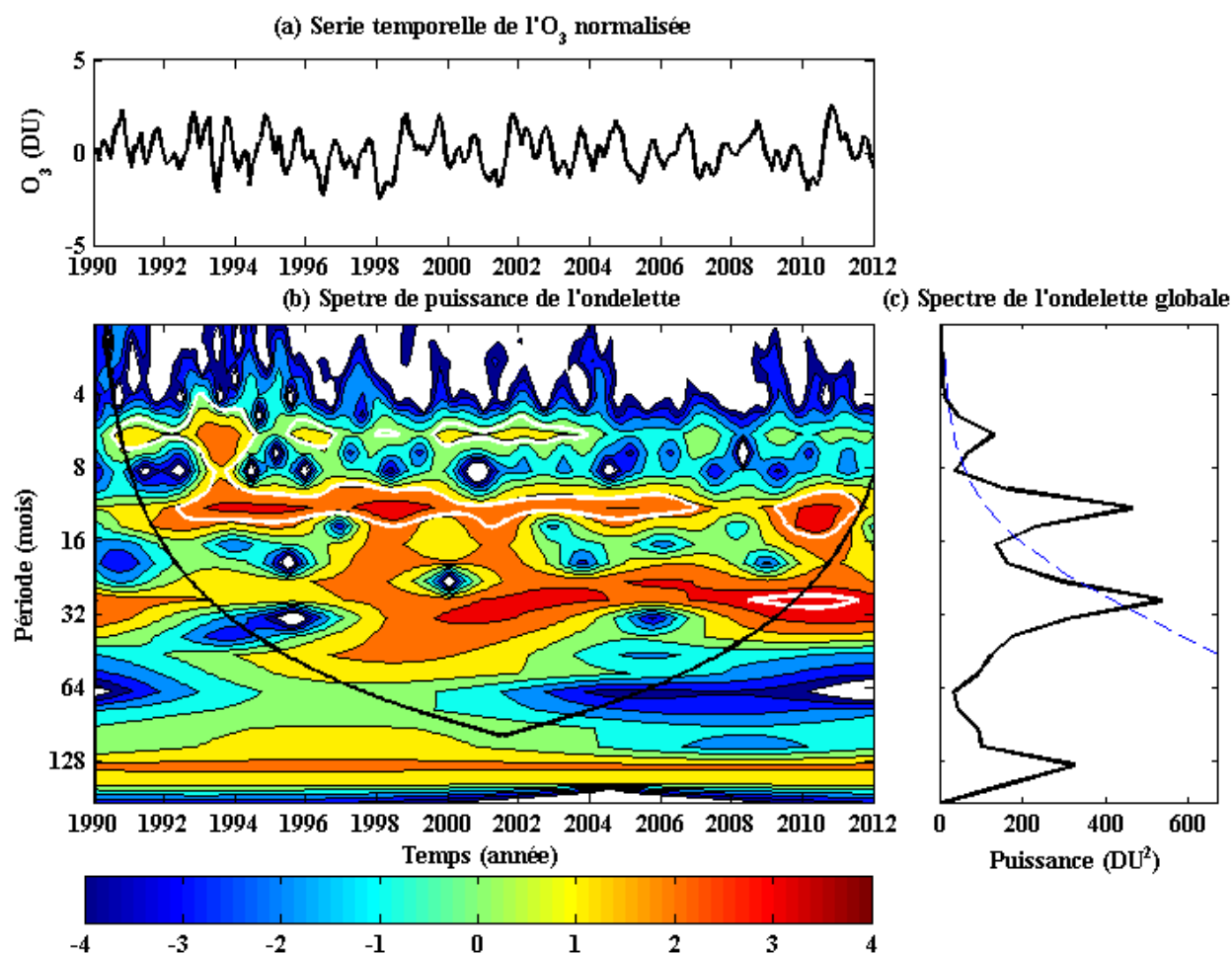


Figure 3. 2 : (a) Série temporelle normalisée de la TCO mesurée au-dessus de la région équatoriale. (b) Spectre de puissance de l'ondelette obtenu à partir de l'ondelette du Morlet normalisée. La courbe en noire à l'intérieur du spectre (trait épais) caractérise le cône d'influence à l'intérieur duquel les effets mis en évidence sont statistiquement significatifs. Les lignes blanches caractérisent les zones du spectre au-dessus du seuil de significativité à 95%. (c) Spectre d'ondelettes global caractérisant le spectre local moyenné dans les échelles du temps ; il permet de mettre en évidence les modes principaux intervenant dans le modèle de variation de la série temporelle (a). La ligne bleue caractérise la limite au-delà de laquelle la bande fréquentielle est au-dessus du seuil de significativité.

Le 2^{ème} pic apparaissant à 12 mois traduit le cycle annuel de l'ozone (Rigozo et al., 2011; Shiotani, 1992). La figure 3.2 (b) donne à la fois la périodicité des modes dominants, l'intensité des amplitudes et leur évolution temporelle. La courbe en noire est le cône d'influence ; elle indique la bordure d'influence avec un seuil de significativité à 95% à l'intérieur duquel les effets mis en évidence sont statistiquement importants. On observe dans le spectre, et au sein du cône d'influence, une persistance du mode de variabilité à 12 mois pour presque toutes les échelles du temps (à l'exception de 2008 où la fréquence montre un signal spectrale faible). Ceci indique que le cycle annuel caractérise un important mode de variabilité et ayant une fréquence quasi constante sur toute la période considérée. En région équatoriale, ce cycle se traduit par des valeurs d'ozone maximum au printemps austral (septembre/ octobre) et des valeurs minimum en été austral (décembre/ janvier). Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Shiotani, (1992). Ce cycle s'observe au niveau de la stratosphère et apparait sur la courbe représentative du

climatologie de la TCO en région équatoriale (Konopka et al., 2010 ; Randel et al., 2007). Les caractéristiques de cette variabilité seront détaillées dans les chapitres 4 et 5 du présent manuscrit.

Le 3^{ème} pic apparaissant à 28 mois peut être associé à l'oscillation quasi-biennale (QBO) de l'ozone fortement observée en région équatoriale. Ce pic apparaît dans le spectre global (figure 3.2 c) avec une puissance assez forte par rapport aux autres pics indiquant une contribution de la QBO à la variabilité naturelle de l'ozone. Cette contribution quasi-biennale de fréquence centrée à 28 mois s'observe dans le spectre de puissance et au sein du cône d'influence sur toutes les échelles du temps, à l'exception de la période entre 1990 et 1995 où son intensité semble faible. Ce qui sous-entend que la modulation de la QBO est régulièrement et significativement prononcée sur le signal temporel de l'ozone à l'exception de la période avant 1996, où des irrégularités sont enregistrées. Notons que la période allant de janvier 1990 à juin 1996 est constituée seulement des mesures effectuées sur Natal avec le spectromètre Dobson. Ainsi, avec les données sur Natal seules, le signal QBO apparaît moins visible dans le spectre par rapport à cette période où le signal temporel de l'ozone est constitué d'une base de données moyennées sur 4 sites (juin 1996 - décembre 2012). Ce fait montre l'intérêt de la combinaison des données sur l'analyse du comportement de l'ozone à long terme.

Un dernier pic apparaît dans le spectre de puissance global avec une périodicité de 132 mois. Il traduit l'implication du cycle solaire de 11 ans sur le processus de variation de l'ozone en région équatoriale (Soukharev et Hood, 2006). Le pic spectral de 132 mois apparaît dans le spectre de puissance global avec une valeur non négligeable, mais elle n'est pas significative. En effet, la taille globale de la série est de 23 années (276 mois) et est relativement courte pour identifier précisément le cycle solaire de 11 ans. Toutefois, étant donné que sa signature apparaît dans les deux représentations du spectre, il est tout à fait logique de mentionner son implication sur la variabilité de l'ozone. Un autre aspect d'implication indirect du cycle solaire sur la variabilité de l'ozone peut être mentionné ici. Comme expliqué par Efstathiou et Varotsos, (2013), la réponse du cycle solaire sur l'ozone totale est surtout indirecte, dans la mesure où cette réponse est liée aux changements dynamiques atmosphériques modulés par les variations de flux solaire.

3.3.2. La région tropicale

La série temporelle représentative de la région tropicale est présentée à la figure 3.3 Elle semble dominée par le cycle annuel ; faisant apparaître des oscillations avec un minimum et un maximum d'ozone chaque année avec une fréquence régulière tout au long de la période d'observation (1993-2012). Cependant l'amplitude des minimas et des maxims du signal temporel n'est pas constante, elle varie avec le temps et fait apparaître d'autre mode de variabilité interannuelle. Le spectre de puissance global met en évidence, en plus des pics de 6 et de 12 mois, 3 autres périodicités dont deux avec de faibles intensités. Ainsi, le pic de 12 mois associé au cycle annuel est le seul localisé au-dessus du seuil de significativité. Ce qui signifie que le mode de variabilité de l'ozone à l'échelle annuelle est le plus dominant en région tropicale par rapport aux autres modes. Konopka et al. (2010) et Randel et al. (2007) ont montré que ce

mode apparaît au-dessus de la troposphère ; le minimum et le maximum annuel s'observent respectivement en automne et au printemps (Pastel et al., 2014).

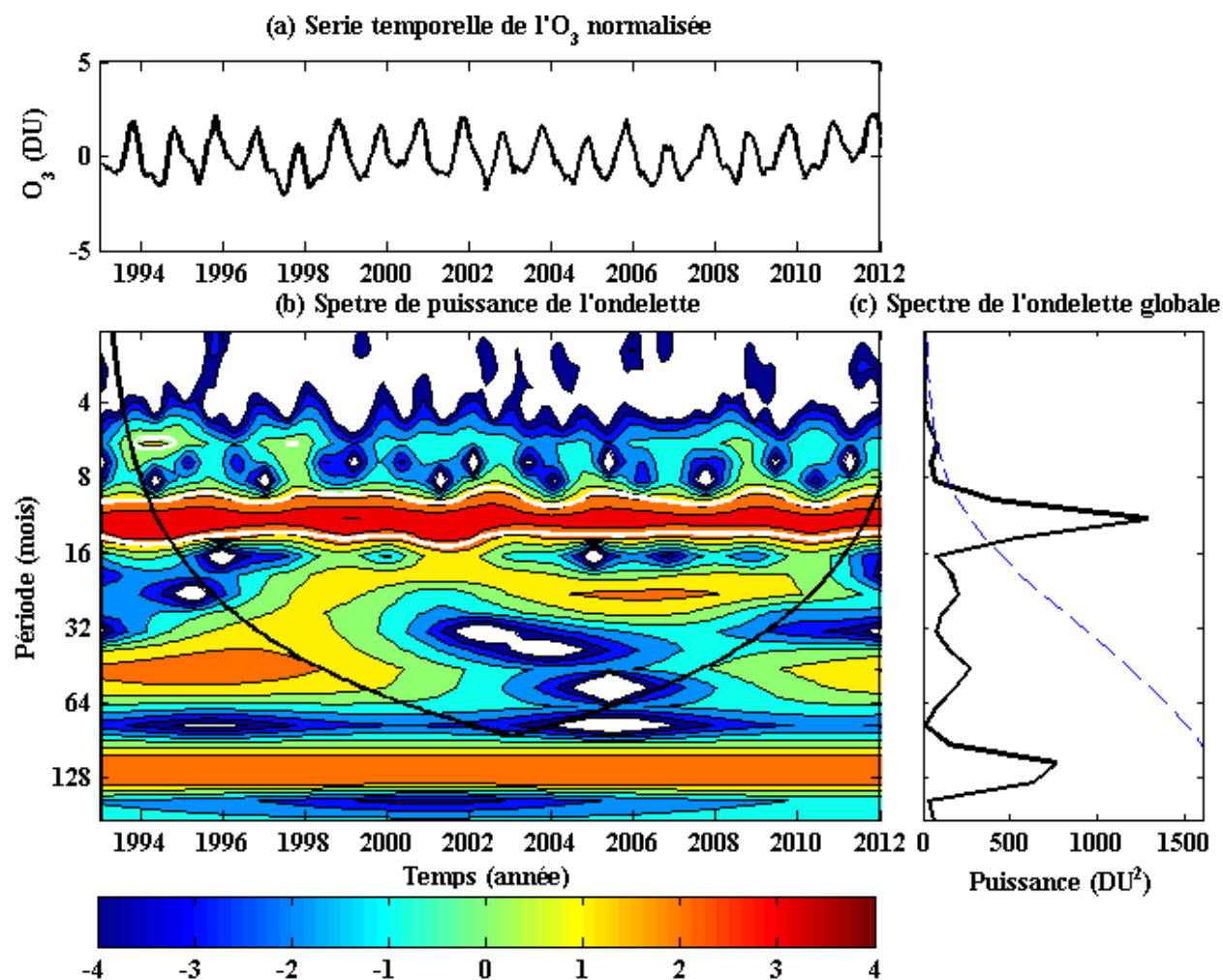


Figure 3. 3 : Identique à la figure 3.2, mais pour la région tropicale. La série temporelle est constituée de la moyenne de 4 stations localisées entre $10^{\circ}S$ et $23^{\circ}S$.

Cependant, les 4 autres modes de variabilité dont l'influence est en-dessous du seuil de significativité sont présentés par 4 pics qui apparaissent respectivement à 6, 24, 48 et 111 mois. Ces modes de variabilité périodiques de 6 mois, 2 ans, 4 ans et 9-10 ans, pourraient être associées respectivement à la SAO, QBO, ENSO et au cycle solaire. Nous avons noté sur le signal QBO de l'ozone dans le tropique une périodicité évaluée à 24 mois au lieu de 28 mois en région équatoriale et que l'intensité maximum de sa puissance s'estime à 250 DU^2 en région tropicale alors qu'il est aux environs de 600 DU^2 dans la région équatoriale. Cette observation indique que la bande fréquentielle de la QBO dans la variabilité de l'ozone est statiquement significative en largeur et en puissance dans la région équatoriale en comparaison avec les autres régions. Le pic de 48 mois indique que l'ozone dans les tropiques est modulé par un forçage de périodicité de 3 à 5 ans. Le spectre de puissance de l'ondelette montre que ce mode de variabilité de l'ozone se manifeste bien avant 2002 et à partir de 2008 ; ce qui suggère de l'associer au cycle de l'ENSO. Toutefois

le spectre de puissance globale indique que la contribution de ce forçage est faible, ce qui suggère que l'influence de l'ENSO n'est pas significative dans la bande tropicale.

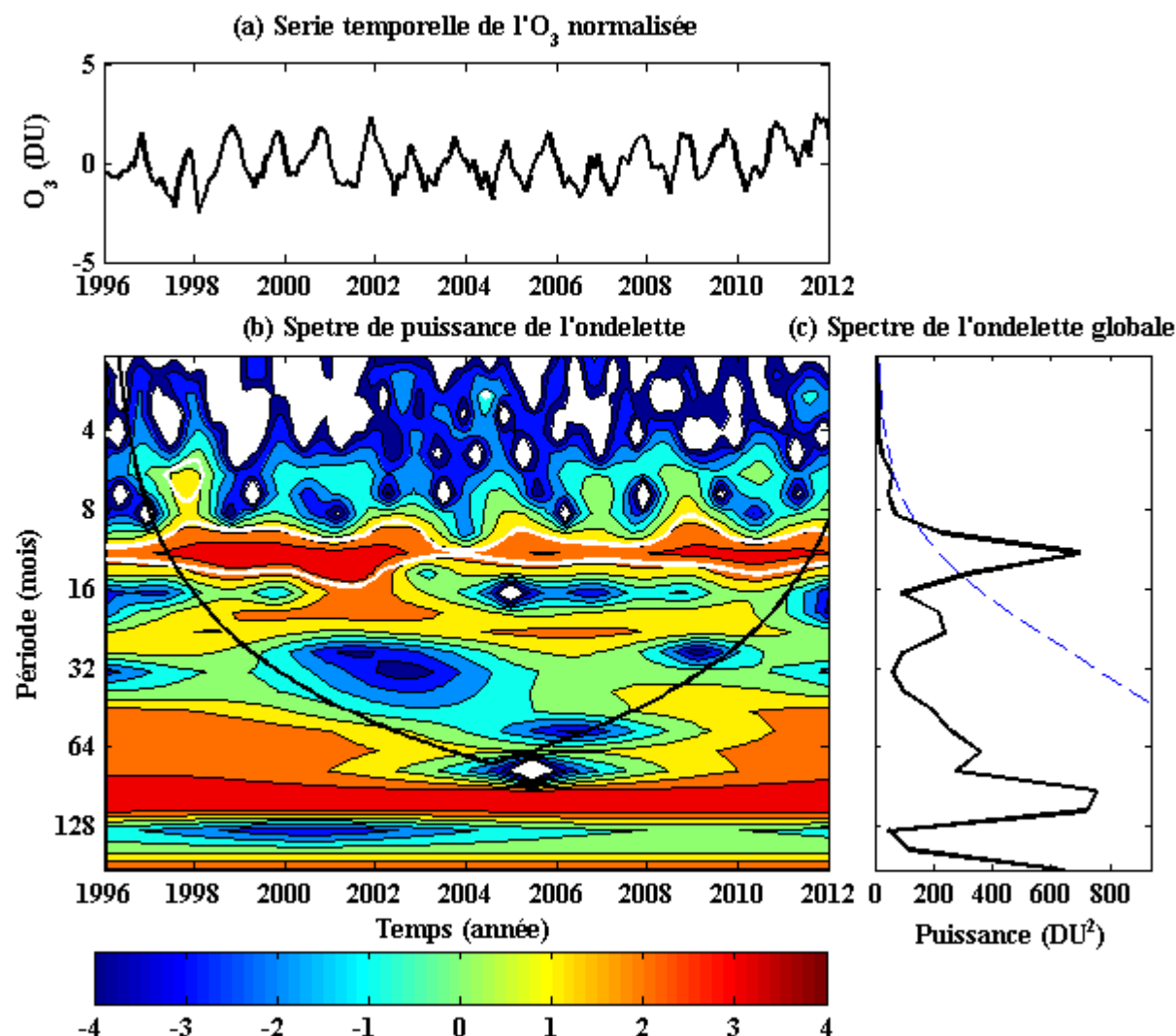


Figure 3. 4 : Identique à la figure 3.3, toutefois ici la série temporelle correspond à la moyenne mensuelle des observations sur 2 sites proches : Fiji et Samoa.

Notons que l'ENSO est un forçage qui dérive d'une interaction océan-atmosphère ayant pris naissance dans le Pacifique. De ce fait, il présente une signature zonale avec son amplitude maximale en région Pacifique. Ainsi, la contribution de l'ENSO sur la variabilité de l'ozone peut évoluer d'une région océanique à une autre. Nous estimons que l'intensité spectrale et la largeur de la bande fréquentielle attribuées à la signature de l'ENSO sur l'évolution temporelle de l'ozone dans les tropiques pourront être supérieures que celles observées à la figure 3.3, si nous considérons seulement les mesures d'ozone effectuées sur Fiji et Samoa (site du Pacifique est). Il est important de rappeler que la série temporelle présentée à la figure 3.3 (a) est constituée de la moyenne de 4 stations dont les deux sont localisés en région Pacifique (Samoa et Fiji) et deux dans l'Océan Indien (Réunion) et au Brésil (Bauru). L'ENSO est un phénomène essentiellement océanique, la combinaison des mesures d'ozone effectuées au-dessus des sites océaniques et continentaux tend à minimiser le signal de L'ENSO sur la série temporelle de l'ozone. Pour

vérifier cette hypothèse, nous avons procédé à l'analyse de la série composée de la moyenne des mesures mensuelles dérivées des observations des sites Fiji et Samoa situés dans le Pacifique. La série temporelle obtenue est présentée à la figure 3.4. Le spectre de puissance globale associé à la série temporelle met effectivement en évidence des pics à 6, 12 et 24 mois et un autre mode de variabilité à large bande de fréquence dont la période se situe entre 36 et 110 mois. La périodicité des trois premiers pics correspond à celle trouvée dans la figure 3.3. Ceci indique que les variations saisonnières présentent les mêmes fréquences partout dans les tropiques. C'est également vrai pour la QBO, même si l'intensité diffère en raison de la différence en termes de couverture spatiale et temporelle entre les deux séries (celui du 3.3 (a) et 3.4 (a)). Ainsi, la plus grande différence réside dans la représentativité du cycle ENSO pour les deux situations. La figure 3.4 (c) fait apparaître dans la bande 3-9 ans deux pics de périodes d'environ 5 ans et 8 ans. Une des conclusions possibles est que l'ENSO n'a pas une périodicité fixe. Cette conclusion est partagée par plusieurs auteurs qui, après avoir fait des analyses spectrales sur l'ENSO, n'ont pas obtenu un mode de variation interannuel unique du phénomène (Kestin et al., 1998; Jin et Kirtman, 2010). Des travaux antérieurs comme Torrence et Compo, (1998) et Barnett, (1991) ont de même montré que la périodicité de l'ENSO est variable avec une période comprise entre 2 et 8 ans. Ici, nous avons obtenu 3 modes d'oscillations dans la bande 3-9 ans, ce qui se rapproche des analyses faites antérieurement. Ainsi, la situation présentée dans les deux figures (3.3 et 3.4) peut être résumée de la manière suivante : à l'échelle régionale (au niveau de la bande tropicale), le mode d'oscillation de l'ENSO qui apparaît sur l'ozone est d'une période d'environ 4 ans. Cependant, lorsqu'on examine séparément les observations du Pacifique, on note la présence de deux modes d'oscillation (périodique de 5 et 8 ans) associés probablement à l'influence de l'ENSO sur la variabilité de l'ozone et ces deux modes d'oscillation semblent avoir des amplitudes significatives dans le spectre de puissance de l'ozone. La variabilité associée à l'ENSO sur la figure 3.4 (b) (fréquence de 5 ans) s'est manifesté avant 2002 et à partir de 2008 exactement comme cela est observé sur la figure 3.3 (sauf que le cycle de l'ENSO présenté à la figure 3.3 est de 4 ans). Cette observation met en relation les deux cas et souligne la modulation de l'ENSO dans la bande tropicale avec une fréquence moyenne d'environ 4-5 ans. Par contre, le mode à faible fréquence (périodicité estimée environ 8 ans) semble spécifique à la zone Pacifique et apparaît sur toute la période d'observation. Cela signifie que dans le Pacifique, il existe des oscillations régulières modulées par un phénomène de faible fréquence. Il pourrait s'agir d'une deuxième harmonique du signal ENSO. Cependant, des investigations approfondies sur le comportement de l'ENSO et son influence sur la variation de l'ozone total dans le Pacifique sont nécessaires pour affirmer ou infirmer cette hypothèse.

3.3.3. La région subtropicale

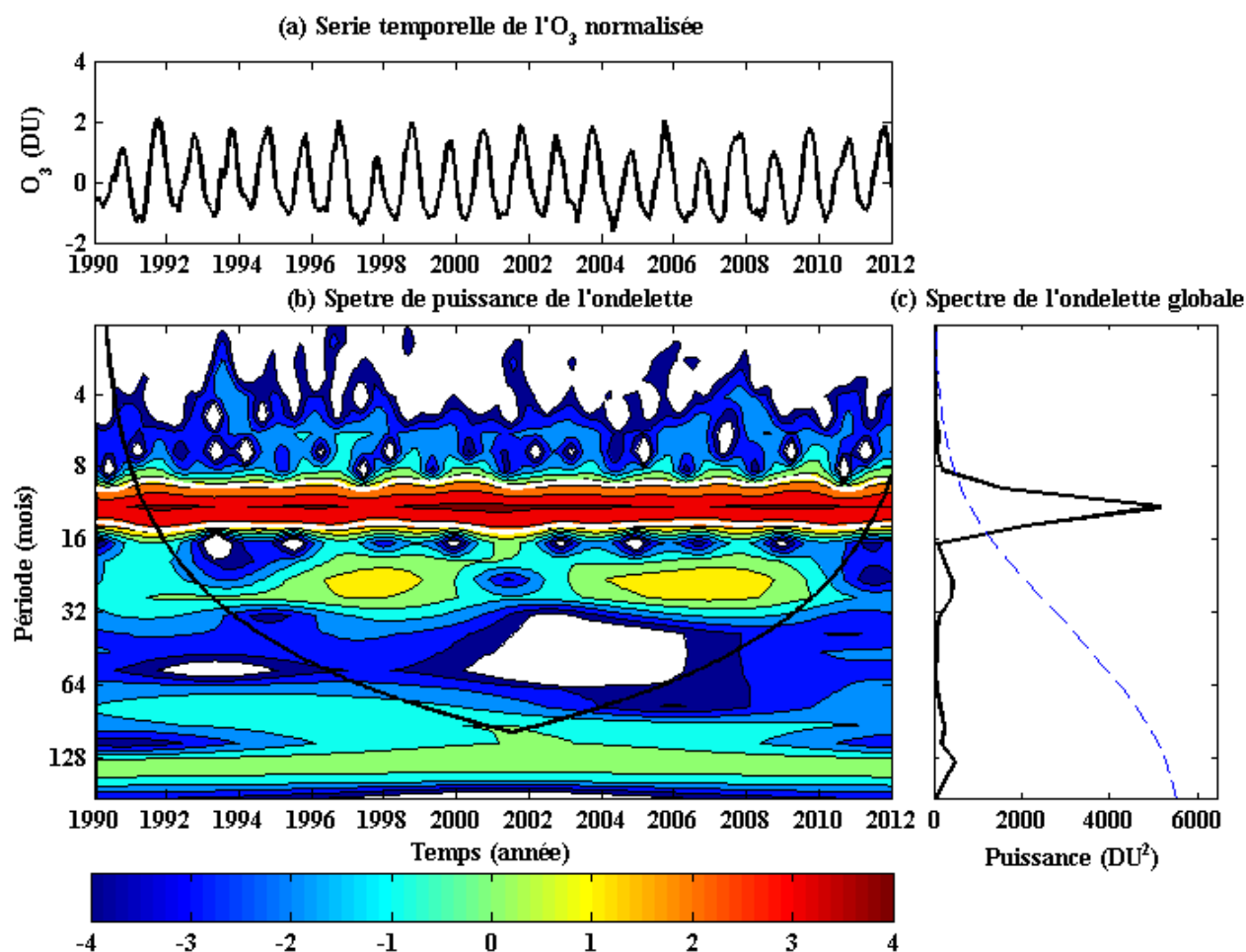


Figure 3.5 : Identique à la figure 3.3, toutefois ici il s'agit de la région subtropicale. La série temporelle est constituée de la moyenne des 4 stations localisées entre 23°S et 40°S.

La série temporelle représentative de la région subtropicale présentée à la figure 3.5 (a) met en évidence des oscillations régulières et périodiques d'un cycle de 12 mois. Les amplitudes du signal font apparaître des minimas et des maximas d'ozone presque aux mêmes instants de l'année et ceci tout au long de la période d'observation (1990-2012). Cependant, comme les amplitudes du signal varient on peut imaginer l'existence d'un autre mode de variation interannuel de moindre influence. L'analyse du signal par transformée en ondelettes a permis de révéler qu'en plus du cycle annuel, la variabilité de l'ozone dans les subtropiques est modulée par la QBO et le cycle solaire. En effet, le spectre de puissance global met en évidence, en plus du pic de 12 mois, 2 autres pics de faibles intensités par rapport à celui du 12 mois. Le pic de 12 mois associé au cycle annuel est le seul dont l'intensité est supérieure au seuil de signification (95%). Ce qui signifie que le mode de variabilité de l'ozone dans les subtropiques est dominé par les oscillations annuelles (AO) décrites au chapitre 1 section 1.4.1. Ces oscillations annuelles apparaissent dans le spectre de puissance de l'ondelette au sein du cône d'influence et à toutes les échelles du temps, ce qui témoigne de son implication effective et de façon régulière dans la variabilité de l'ozone. Les 2 autres modes de variabilité dont l'influence est en-dessous du seuil de signification sont présentés par 2 pics qui

apparaissent respectivement à 24 et à 132 mois. Ces modes de variabilité de 2 ans et 11 ans peuvent respectivement être associés aux modulations par la QBO et le cycle solaire sur l'ozone extratropical. Le signal QBO de l'ozone est bien visible dans le spectre de puissance de l'ondelette au sein même du cône d'influence. Ce mode de variabilité quasi-biennale est visible sur deux périodes dans le spectre de puissance, ce qui indique que la variabilité de l'ozone est modulée par les oscillations quasi-biennales pendant ces deux périodes, même si à faible intensité. Il s'agit des périodes comprises entre 1996-2000 et 2003-2010. Ce résultat montre que, même si la QBO est un phénomène équatorial, elle module la variabilité de l'ozone au-delà du réservoir stratosphérique tropical (Baldwin et al., 2001). L'influence de la QBO sur le climat en région extratropicale a déjà été mise en évidence dans des travaux de recherche antérieurs (Kinnersley et Tung, 1998; Fadnavis et Beig, 2008). Par ailleurs, Fadnavis et Beig, (2008) ont aussi utilisé les ondelettes pour étudier l'influence de la QBO sur les mesures d'ozone faites par MLS entre 1992 et 1999 dans la bande de latitude 40° N- 40° S ; leurs résultats sont similaires à ceux qui sont présentés ici.

Notre analyse en ondelettes a permis de mettre en évidence la signature de l'activité solaire et son influence sur la variabilité de l'ozone. L'implication du cycle solaire sur la variabilité de l'ozone s'est manifestée sur toutes les échelles du temps au niveau des trois régions d'études. Ces résultats montrent le rôle important des rayonnements solaires sur l'ozone. Toutefois, sa contribution n'est pas la même dans les différentes régions. Si l'on examine de près les 3 spectres de puissance des 3 régions d'étude, on s'aperçoit que la signature du cycle solaire est plus faible dans les subtropiques par rapport aux deux autres régions. Notons que dans les deux régions (tropicale et équatoriale) les rayonnements solaires incidents arrivent dans l'atmosphère terrestre avec un angle zénithal faible alors que dans les subtropiques, on enregistre une inclinaison saisonnière significative des rayonnements solaires. Ainsi, le flux solaire incident à l'équateur et aux tropiques est plus intense que celui reçu dans les régions subtropicales.

3.4. Conclusion

Dans ce chapitre, l'analyse spectrale de l'ozone est effectuée en utilisant la méthode de transformées en ondelettes. L'objectif du travail est de mettre en évidence les différents forçages intervenant sur la variabilité de l'ozone, et les périodes correspondantes. La méthode des ondelettes est appliquée sur 3 séries temporelles constituées à partir des valeurs moyennes mensuelles de mesures de TCO obtenues pour 3 régions d'étude : équatoriale (0°-10° S), tropicale (10° S-23° S) et subtropicale (23°S-40°S).

Dans la région équatoriale nous avons mis en évidence une variabilité de l'ozone modulée par différents cycles : semi-annuel, annuel, quasi-biennal (QBO) et solaire (cycle de 11 ans). Des pics de 6 mois, 12 mois, 28 mois et 132 mois sont observés dans le spectre global. Les 3 pics sont au-dessous du niveau de signification fixé à 95% et sont étalés sur une bande de fréquence représentant des périodicités allant de 4 à 34 mois.

Dans la région tropicale, les variations saisonnières de l'ozone sont dominées par les oscillations annuelles qui d'ailleurs se manifestent comme étant le mode de variabilité dominant. Les variations interannuelles sont modulées par la QBO, l'ENSO et le cycle solaire. Le cycle de la QBO mis en évidence dans la région tropicale présente une période de 24 mois, au lieu de 28 mois en région équatoriale. Cependant une analyse sur l'implication de l'ENSO sur la variation de l'ozone dans les tropiques ne permet pas une caractérisation précise de sa périodicité et indique qu'il n'a pas de période d'oscillation fixe.

Dans les subtropiques, l'influence de l'ENSO sur l'ozone est très faible et non significative. Ici, le mode de variation dominant est le cycle annuel de 12 mois, qui apparaît avec une forte intensité spectrale et sur toute la période d'étude. Un signal QBO est également présent. Ce qui montre l'influence de la QBO sur la variabilité de l'ozone aux latitudes extratropicales. La période des oscillations est évaluée à 24 mois dans les subtropiques. Le dernier mode apparaissant sur la variation de l'ozone à l'échelle interannuelle est le cycle solaire avec une période d'environ 11 ans. Sa signature apparaît sur les trois régions sur toute la période d'étude. Toutefois, sa signature n'est pas observée à l'intérieur du cône d'influence. Il est donc supposé que son influence sur l'ozone n'est pas directe, mais que l'activité solaire influe sur le comportement d'autres paramètres géophysiques qui interviennent sur la variation de l'ozone comme l'ont souligné Efstathiou et Varotsos, (2013).

Chapitre 4

4. Analyse des oscillations saisonnières et quasi-biennales de l'ozone

4.1. Introduction

Le travail présenté au chapitre 3 a mis en évidence une variabilité de l'ozone modulée par plusieurs forçages. Toutefois, les forçages associés aux variations saisonnières de l'état de l'atmosphère et du climat sont ceux qui dominent la variabilité de l'ozone. Dans ce chapitre nous allons analyser de façon détaillée ces variations saisonnières qui définissent la climatologie de l'ozone et ses anomalies par rapport à cette climatologie. Zou et al. (2000) estiment que la QBO est la principale source de ces anomalies. Étant donné que la QBO est modulée par le vent thermique zonal, les anomalies d'ozone sont associées à des anomalies de température stratosphérique (Leblanc et McDermid, 2001; Randel et Cobb, 1994). Dans ce travail, nous allons tenter de mettre en évidence le degré de correspondance entre les anomalies d'ozone et celles de température dans la stratosphère. De même, nous allons analyser les variations mensuelles de ces anomalies d'ozone par rapport aux variations du vent zonal à 30 hPa au-dessus de Singapour.

L'analyse de la climatologie permet d'étudier la distribution de l'ozone sur son cycle annuel et d'appréhender les mécanismes qui contrôlent ses variations à l'échelle saisonnière et intra-saisonnière. Par ailleurs, les séries temporelles dessaisonnalisées permettent d'appréhender les modes de variabilité dominants à l'échelle interannuelle. Nous analysons dans ce chapitre deux types de séries d'ozone : les séries temporelles des TCO et les séries des profils verticaux de concentrations d'ozone. Pour l'analyse des TCO, les trois séries temporelles régionales reconstruites au chapitre deux sont utilisées. L'analyse des distributions verticales d'ozone est effectuée à partir des profils MLS (dans le cas où on s'intéresse à l'analyse des anomalies d'ozone au-dessus de 20 km) ou à partir des profils obtenus par la combinaison des profils MLS et SHADOZ (dans le cas où nous effectuons une étude complète de 0 à 60km).

Le chapitre est divisé en 2 sections : dans la première section nous allons faire une analyse des oscillations saisonnières en s'appuyant sur la climatologie de l'ozone obtenue dans chacune des 3 régions étudiées ; la deuxième section sera consacrée à l'analyse des anomalies d'ozone par rapport à la climatologie. Un résumé sera présenté après la deuxième section pour conclure le chapitre.

4.2. Variation saisonnière de l'ozone

4.2.1. Analyse des colonnes totales d'ozone

L'étude de la variation saisonnière de l'ozone totale est effectuée à partir de 3 séries temporelles reconstruites et représentative des 3 régions. La couverture temporelle de la série représentative de la région tropicale est différente de celle des deux régions (équatoriales et subtropicales). Pour simplifier l'interprétation des résultats de chaque région et de comparer les résultats obtenus dans les différentes régions, nous avons harmonisé les 3 bases de données sur une même couverture temporelle. Ainsi, nous avons choisi la période comprise entre janvier 1996 et décembre 2012 pour les raisons suivantes :

- Les mesures des colonnes totales d'ozone sont disponibles sur tous les sites à partir du 1996 grâce aux mesures satellitaires de l'expérience EP-TOMS. Nous tenons à rappeler que TOMS a arrêté de fonctionner en décembre 2005, toutefois les mesures ont été complétées par celles des instruments satellitaires OMI et IASI respectivement opérationnels depuis 2004 et 2008. De ce fait, aucune rupture de données n'est enregistrée pendant cette période 1996-2012. De même, les données des colonnes totales enregistrées par les spectromètres Dobson et SAOZ sont disponibles sur la période 1996- 2012.
- Les données de la colonne totale de l'ozone enregistrées à partir de décembre 1995 sont qualifiées comme non contaminées par les aérosols injectés dans la stratosphère suite à l'éruption volcanique Pinatubo en juin 1991.

Ainsi, la période d'étude, allant de janvier 1996 à décembre 2012, est bien appropriée pour faire cette étude.

Les 3 séries temporelles utilisées sont présentées à la figure 4.1. C'est à partir de ces séries temporelles, que la variation saisonnière de 17 ans d'observations est analysée sur chaque région. La climatologie de ces 17 ans d'observation est calculée en moyennant les valeurs enregistrées dans les mêmes mois de l'année. C'est-à-dire les valeurs mensuelles enregistrées sur tous les mois de janvier sont moyennées, puis février, et ainsi de suite jusqu'à décembre. A partir de cet exercice, les variations saisonnières de l'ozone sur chaque région sont mises en évidence. Elles sont présentées à la figure 4.2. Nous observons une tendance à l'accroissement de l'ozone entre l'hiver et le printemps pour chaque région. Un gradient positif est observé à partir du mois de mai jusqu'au maximum annuel d'ozone qui se produit entre septembre et octobre. Cependant, le gradient positif observé aux subtropiques est le plus élevé, indiquant une forte variabilité saisonnière dans cette région par rapport aux deux autres régions. Les valeurs annuelles minimales sont enregistrées pendant la période d'été/automne sur les trois régions. Toutefois les valeurs moyennes enregistrées en automne (mars, avril et mai) au-dessus de la région équatoriale sont supérieures à celles observées pendant la même saison au-dessus de la région tropicale. Ainsi, les variations saisonnières de l'ozone total en région équatoriale semblent représentées par un cycle semi-annuel, alors qu'elles semblent dominées par un cycle annuel dans les régions tropicale et subtropicale. En effet, l'ozone

stratosphérique se forme dans l'ultraviolet après photolyse de la molécule d'oxygène par des radiations solaires de longueur d'onde λ inférieure à 243 nm. Ces réactions (photodissociation de la molécule d'oxygène) sont exothermiques et nécessitent une quantité suffisante d'énergie solaire. C'est la raison pour laquelle l'ozone se forme en majorité dans la région équatoriale (Coe et Webb, 2003).

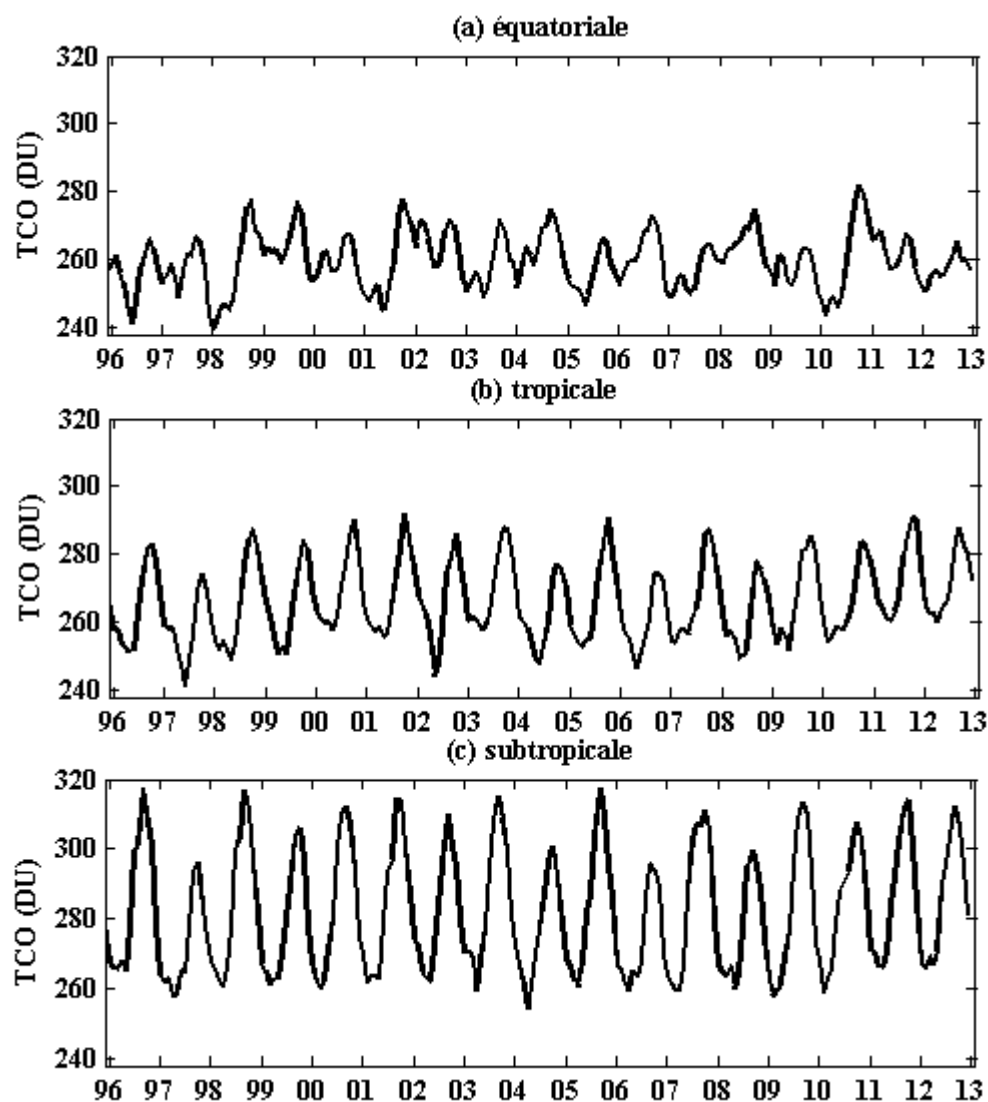


Figure 4. 1: Variations mensuelles des TCO au-dessus des trois régions d'étude : (a) équatoriale, (b) tropicale et (c) subtropicale.

Pendant la période proche des équinoxes (automne et printemps), les rayonnements solaires incidents se focalisent autour de la région équatoriale où une quantité importante d'ozone se forme. Durant cette période, le transport d'ozone se fait essentiellement de façon ascendante aux tropiques, définissant ainsi la première phase de la circulation de Brewer-Dobson. Rappelons que pendant cette phase, le transport des masses d'air stratosphériques de la région équatoriale vers l'extra-tropique est très limité. L'ozone formé en automne (période de l'équinoxe) est majoritairement confiné aux faibles latitudes, raison pour laquelle les quantités d'ozone observés au-dessus de la région équatoriale en automne sont supérieurs à ceux observés au-dessus de la région tropicale (Zou et al., 2000).

Les écart-types autour des moyennes mensuelles climatologiques indiquent une importante (faible) variabilité mensuelle en région équatoriale (subtropicale) pendant l'été austral. Ce résultat s'explique par une activité ondulatoire stable et une faible variance de l'ozone aux subtropiques pendant l'été austral. Contrairement à l'hiver (juin, juillet août), la variance de l'ozone aux subtropiques est la plus élevée, du fait des processus d'échanges méridiens. Les forts écart-types enregistrés en été austral au niveau de la région équatoriale peuvent être expliqués par les échanges des masses d'air au niveau de l'UT-LS. Ces échanges sont associés à une importante variabilité dynamique conduisant à l'augmentation de la variance moyenne mensuelle de l'ozone.

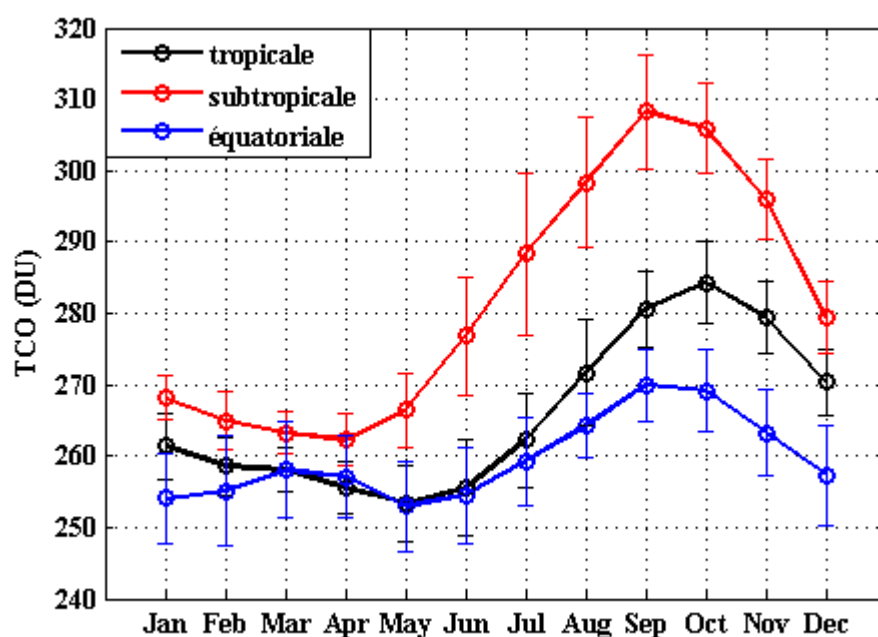


Figure 4. 2 : Variation saisonnière de la colonne totale de l'ozone au-dessus des régions équatoriale (bleu), tropicale (noire) et subtropicale (rouge). La barre d'erreur indique l'écart-type associé à la moyenne mensuelle.

Les quantités importantes d'ozone enregistrées au-dessus des 3 régions dans la période d'hiver/printemps s'expliquent par un transport et une accumulation d'ozone au niveau de l'hémisphère d'hiver comme résultats du processus de la circulation de Brewer-Dobson à l'échelle régionale (transport des masses d'air riche en ozone des tropiques vers les subtropiques) et globale (transport des masses d'air chaudes de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver) (Holton et al., 1995; Fioletov, 2008). Le transport de l'ozone des tropiques vers les subtropiques constitue le processus dynamique dominant dans la stratosphère pendant l'hiver (Portafaix, 2003) et explique pourquoi le maximum d'ozone est enregistré en septembre aux subtropiques (voir figure 4.2).

4.2.2. Analyse des profils d'ozone

4.2.2.1. Description de la variation de la concentration d'ozone.

L'analyse des distributions verticales et saisonnières de l'ozone se fait avec des profils de concentrations couvrant la bande d'altitude 1-60 km obtenus par combinaison des données MLS et SHADOZ. La figure 4.3 présente la distribution verticale et saisonnière de la concentration de l'ozone (en $\text{mol}\cdot\text{cm}^{-3}$) sur chacun des 8 sites où il y'a eu des mesures des mesures radiosondages avec ozone. Dans la stratosphère, la concentration de l'ozone augmente graduellement depuis la tropopause pour atteindre son maximum entre 24 km et 28 km, puis elle décroît pour atteindre des valeurs très faibles à la stratopause. La concentration de l'ozone au niveau de la tropopause est en moyenne estimée à $3\times 10^{10} \text{ mol}\cdot\text{cm}^{-3}$. La concentration maximale d'ozone varie d'un site à un autre ; elle diminue généralement avec l'augmentation de la latitude vers le sud. Sur les sites équatoriaux, à savoir Nairobi, Natal, Java et Ascension Island, le maximum est évalué autour de $4.60\times 10^{12} \text{ mol}\cdot\text{cm}^{-3}$. Ce maximum est estimé à $4.51\times 10^{12} \text{ mol}\cdot\text{cm}^{-3}$ au-dessus des sites tropicaux (Samoa et Fiji) alors qu'il est évalué à $4.48\times 10^{12} \text{ mol}\cdot\text{cm}^{-3}$ au-dessus de la Réunion et Irène.

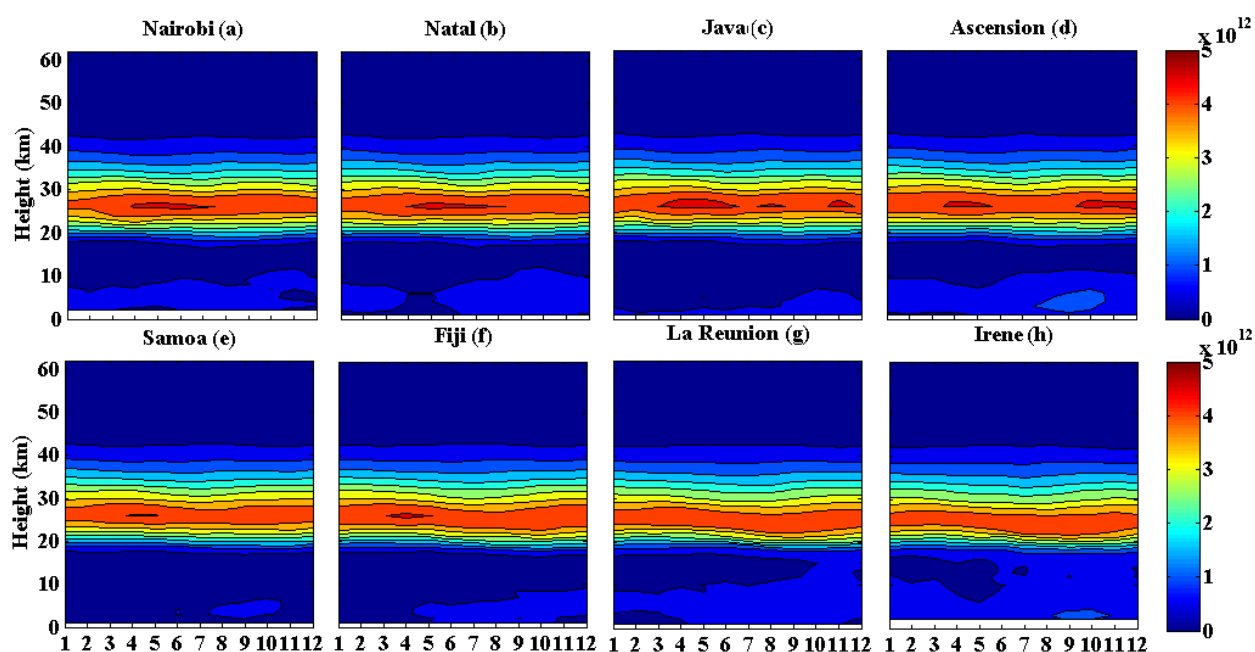


Figure 4. 3 : Concentrations de l'ozone en $\text{mol}\cdot\text{cm}^{-3}$ obtenus à partir de la combinaison des données MLS et radiosondages sur les 8 sites du réseau SHADOZ. Les sites sont numérotés de (a) à (h) suivant une configuration équateur - subtropicale. Les noms des sites sont mentionnés sur les graphes.

On remarque que l'ozone est produit massivement entre mars et août sur les sites équatoriaux. Une production massive d'ozone est aperçue aussi au printemps au-dessus de Java et ascension Island et procure à ces deux sites un système de variation à cycle semi-annuel. Sur les stations tropicales, à savoir Fiji et Samoa, la production de l'ozone se fait massivement en automne. Les contours des sites subtropicaux n'ont pas mis en évidence une modulation saisonnière quelconque ; toutefois, la climatologie obtenue au niveau de la Réunion et Irène présente une variation à cycle annuel avec un minimum et un maximum en été/automne et hiver/ printemps respectivement. Il est à souligner qu'au niveau de l'UT-LS, la concentration de l'ozone varie entre $0.1\times 10^{12} \text{ mol}\cdot\text{cm}^{-3}$ et $0.6\times 10^{12} \text{ mol}\cdot\text{cm}^{-3}$. Les valeurs minimales à l'UT-LS s'observent en automne au-dessus des sites localisés dans l'océan Pacifique. Les valeurs maximales à l'UT-LS

s'observent en été sur les sites équatoriaux et en hiver sur les sites tropicaux et subtropicaux. Au niveau de la troposphère libre, le maximum d'ozone s'observe en hiver et au printemps en accord avec la période de haute activité de brulage de la biomasse dans le sud (Thompson et al., 2003a et 2003b).

4.2.2.2. Analyse morphologique de la variation des concentrations d'ozone

Ici nous analysons la morphologie des profils verticaux moyens sur les 3 régions. La région équatoriale est constituée des sites situés entre 0-10° S, la région tropicale est constituée de Samoa et Fiji et la région subtropicale est constituée de la Réunion et Irène. Le profil moyen de chaque région est présenté à la figure 4.4 (a). Avec ces profils nous avons pu capturer le comportement de l'ozone en fonction de la latitude et de l'altitude. La variation avec la latitude est, comme prévu, très systématique avec une production maximale d'ozone au-dessus de la région équatoriale (0-10° S). Dans cette région équatoriale, le maximum d'ozone s'observe sur un niveau d'altitude supérieur que celui où s'observe le maximum d'ozone dans les tropiques et les subtropiques. Ces résultats sont en accord avec ceux publiés sur McPeters et al. (2012) et (2007). La figure 4.4 (b) présente les profils climatologiques de quelques mois enregistrés au-dessus de la région subtropicale. On s'aperçoit que l'altitude de maximum d'ozone varie en fonction du mois. Le maximum d'ozone enregistré au mois de décembre est inférieur à celui observé sur les autres mois. Ceci s'explique par le fait qu'en période d'été le transport d'ozone est limité à la phase ascendante de la cellule d'Hadley dans les tropiques. A partir de l'automne, c'est-à-dire au mois de mars, le transport des masses d'air vers les subtropiques commence à s'opérer suivant la circulation de Brewer Dobson. C'est la raison pour laquelle le maximum d'ozone enregistré au mois de mars dans le subtropique est supérieur à celui observé en décembre. Le maximum d'ozone s'observe à 26 km le mois de mars au subtropique. Il a été constaté que c'est à ce même niveau d'altitude que l'on observe le maximum d'ozone sur le profil moyen de la région équatoriale. Ces résultats témoignent le transport horizontal de l'ozone de la région équatoriale vers les subtropiques pendant cette période d'automne (figure 4.4 (a)). La valeur maximale de l'ozone enregistrée au mois de juillet (hiver) est supérieure à celle en mars (automne) indiquant l'intensification du transport des masses d'air riche en ozone vers les subtropiques pendant l'hiver. L'ozone transféré vers les subtropiques s'accumule pour atteindre des valeurs maxi au début du printemps, en septembre, c'est pourquoi la concentration maximale de l'année est observée en septembre à 24.5 km. Bien que le maximum d'ozone en octobre soit aussi localisé à 24.5 km, sa valeur est inférieure à celle du mois de septembre. Cette différence s'explique par la réactivation de la destruction de l'ozone en octobre aux subtropiques.

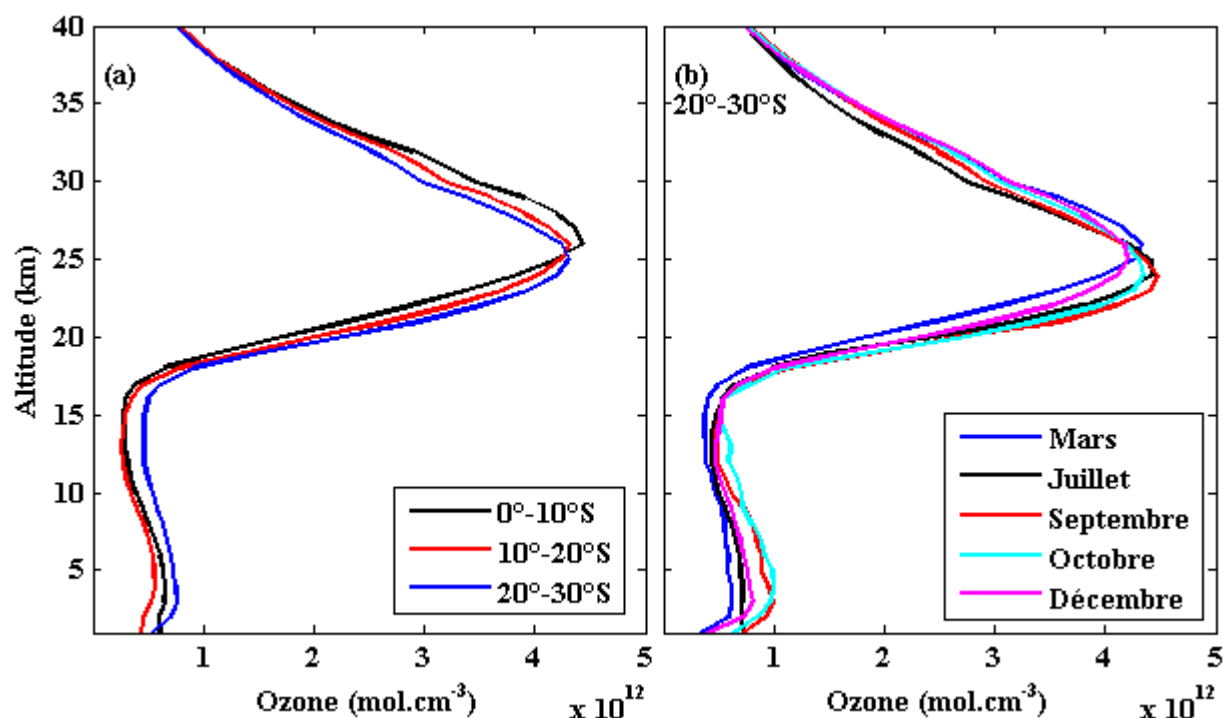


Figure 4. 4 : (a) Profils moyens de concentration d'ozone sur les trois régions : équatoriale (0-10° S), tropicale (10°-20° S) et subtropicale (20°-30° S). (b) Variation du profil de concentration d'ozone aux subtropiques sur quelques mois de l'année.

4.2.2.3. Description et analyse de la variation du rapport de mélange d'ozone.

Les distributions verticales des rapports de mélange d'ozone (RMO3) au-dessus de Natal dans la région équatoriale et Irène aux subtropiques sont analysées. La variation saisonnière des RMO3 observée dans chacun des deux sites entre 0 et 50 km est présentée à la figure 4.5. Le RMO3 est très élevé dans la stratosphère avec des valeurs atteignant 9.5 ppm sur Irène et 11 ppm sur Nairobi. Des faibles valeurs sont aperçues dans la basse stratosphère. Toutefois le RMO3 augmente graduellement pour atteindre un pic entre 30 km et 35 km. A partir de cette tranche d'altitude, le RMO3 diminue pour atteindre des valeurs très faibles au niveau de la stratopause (50 km). Notons que le RMO3 varie rapidement de la basse vers la moyenne stratosphère. Par contre la variabilité est très faible à partir de la moyenne vers la haute stratosphère.

Nous avons noté dans la stratosphère, la présence d'un cycle annuel avec un maximum et un minimum respectivement de novembre à mars et de juin à août dans les subtropiques, plus particulièrement dans la région à forte RMO3. Par contre, au-dessus de Natal (région équatoriale) une distribution à cycle semi-annuel s'observe avec deux pics. L'un des pics est pondéré entre janvier et avril et l'autre en septembre. Ces résultats sont en accord avec ceux de Mzé et al. (2010). La variation du rapport de mélange d'ozone dans la stratosphère telle qu'elle est observée dans ce travail peut être expliquée et interprétée comme suit :

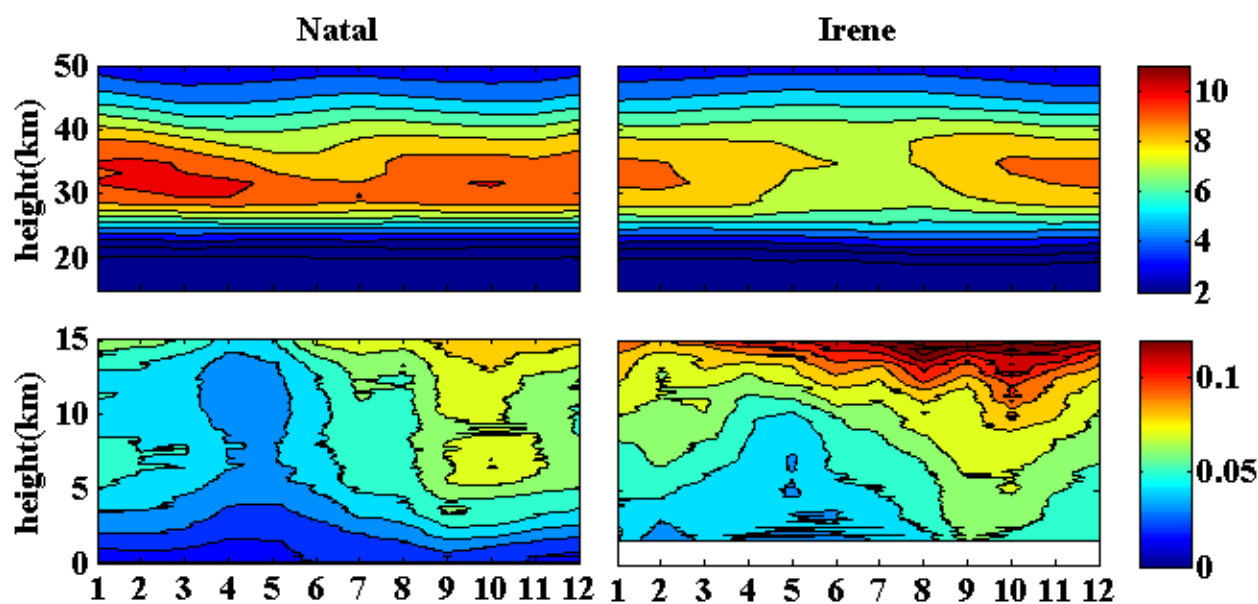


Figure 4. 5 : Variation saisonnière du rapport de mélange d'ozone obtenu à partir des profils normalisés au-dessus du Natal et Irene. Les contours du bas caractérisent les variations au niveau de la troposphère, tandis que les contours du haut présentent la variation au niveau de la stratosphère.

Comme expliqué au chapitre 1, l'ozone se forme essentiellement après photodissociation de la molécule d'oxygène, mais il est détruit aussi par photodissociation (Coe et Webb, 2003). Autours de 50 km, dans cette région de haute stratosphère-basse mésosphère, la formation d'ozone se fait après photolyse des molécules d'oxygène sur des longueurs d'onde comprise entre 200 nm et 240 nm. Toutefois, il y'a peu d'ozone qui se forme dans cette région puisque la densité de l'air est très faible et il n'y a pas assez des molécules d'oxygènes pour être photolysées ou réagir avec l'atome d'oxygène formé suite à la photolyse. Ceci s'ajoute sur le fait que le cataclysme des molécules d'ozone par des espèces chimiques stratosphériques est rapide et spontané dans cette tranche d'altitude. En résumé, la densité de l'air très faible et le cataclysme spontané et rapide de l'ozone dans la haute stratosphère constituent les principales raisons de la réduction de la quantité de l'ozone dans la haute stratosphères-basse mésosphère. En descendant dans la stratosphère moyenne, la densité de l'air augmente favorisant la formation et l'accumulation de l'ozone (Coe et Webb, 2003). Dans la basse stratosphère, les molécules d'ozone absorbent activement les photons de longueur d'onde comprise entre 200 nm et 290 nm. Toutefois, le processus de photodissociation de la molécule d'oxygène est très limité puisque l'air devient de plus en plus dense avec la diminution de l'altitude. La réduction de la photodissociation des molécules d'oxygène a pour conséquence une réduction du taux de formation d'ozone. C'est la raison pour laquelle la quantité d'ozone continue à diminuer graduellement lorsque l'altitude diminue de la basse stratosphère vers la tropopause.

La quantité d'ozone stratosphérique formée dans une région donnée dépend fortement à la quantité d'énergie solaire présent dans la région. Pourtant c'est à partir du printemps vers l'été que le subtropique reçoit une quantité importante d'énergie solaire. C'est la raison pour laquelle le RMO3 est très élevé en été austral par rapport en hiver dans la stratosphère subtropicale (voir figure 4.5). Dans les tropiques, les rayonnements solaires sont très forts durant toute l'année. Ainsi pendant les périodes équinoxiales le

maximum d'énergie solaire s'observe dans les faibles latitudes. C'est la raison pour laquelle nous avons observé une production importante d'ozone sur Natal pendant les périodes des équinoxes (mars pour l'automne et septembre pour le printemps)

Dans la troposphère, le rapport de mélange d'ozone est faible surtout entre l'été et l'automne. Le maximum s'observe en hiver/printemps et se localise généralement à la haute troposphère. Il se trouve que le rapport de mélange observé dans la troposphère est très faible au-dessus de Natal par rapport à Irène. Cette observation s'explique du fait que parmi les processus qui affectent la distribution saisonnière de l'ozone troposphérique il y'a la convection, les feux de la biomasse (Thompson et al., 2003a et 2003b) et les échanges stratosphère-troposphère (Mackenzie, 2003). La convection se traduit par l'instauration de la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale) et la phase ascendante de la circulation de Hadley. Ce phénomène réduit la quantité d'ozone dans la troposphère, vu que la molécule d'ozone absorbe les radiations infrarouges et se réduit en oxygène. Ces mouvements convectifs ascendants prennent naissance au niveau des tropiques en été (Thompson et al., 2003a et 2003b), raison pour laquelle les valeurs du RMO3 sont très faibles au-dessus de Natal en été. Le RMO3 élevé observé à la haute et moyenne troposphère en hiver et au printemps s'explique principalement par le feu de la biomasse, une activité très répandue dans le sud durant ces deux saisons (Thompson et al., 2003a et 2003b). Il est important de noter que pendant l'hiver et le printemps, le site d'Irène reçoit aussi de l'ozone pollué de différentes régions, à savoir l'Amérique latine, l'Afrique et Madagascar (Diab et al., 2004 ; Clain et al., 2009 ; Thompson et al., 2012). Le RMO3 élevé observé entre octobre et novembre sur Natal en haute troposphère indique une subsidence d'une portion d'air stratosphérique vers la troposphère comme souligné par Thompson et al. (2003b). Ces intrusions des masses d'air stratosphérique concernent aussi les subtropiques. Elles influencent donc les variations saisonnières de l'ozone en haute troposphère sur Irène et à la Réunion.

4.3. Analyse de la signature quasi-biennale de l'ozone

4.3.1. Dessaisonalisation de la colonne totale de l'ozone

Les séries temporelles de l'ozone construites et représentatives des trois régions d'études sont dessaisonnalisées. La dessaisonalisation est faite par soustraction des valeurs climatologiques mensuelles aux valeurs mensuelles constituant la série temporelle de l'ozone. La dessaisonalisation donne donc l'évolution temporelle des anomalies d'ozone par rapport aux moyennes climatologiques. Ces séries temporelles dessaisonnalisées sont présentées en gris à la figure 4.6. La courbe en noire qui apparaît sur chaque figure est la variation de la vitesse du vent zonal at 30 hPa au-dessus de Singapore. Elle est utilisée dans ce travail en tant qu'indice des oscillations quasi-biennales (QBO). Nous observons une alternance régulière entre anomalies positives et négatives sur les trois courbes d'ozone présentées à la figure 4.6. Ces alternances se font suivant un cycle quasi-biennal et suggèrent une modulation de la QBO sur la variabilité interannuelle de l'ozone. On peut donc conclure à travers cette observation que le mode de variabilité de

l'ozone après enlèvement des variations saisonnières a un cycle périodique lié aux oscillations quasi-biennales (QBO).

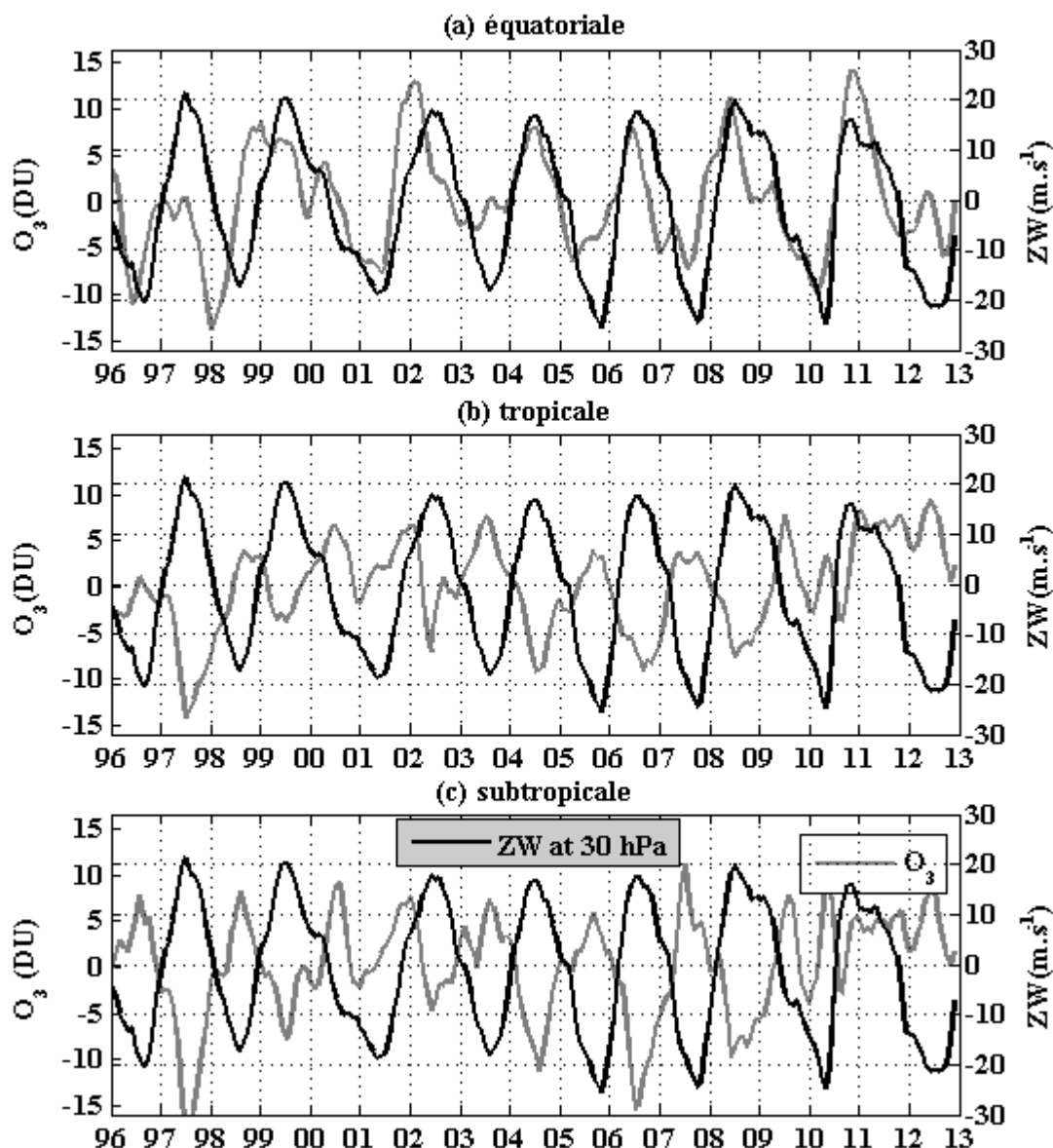


Figure 4. 6 : Série temporelle dessaisonnalisée de l'ozone (courbe en gris) sur les régions équatoriales (a), tropicales (b) et subtropicales (c). La courbe en noire est la vitesse du vent zonal enregistrée à 30 hPa au-dessus de Singapore.

Toutefois, les courbes d'anomalies d'ozone des régions tropicale et subtropicale semblent être en opposition de phase par rapport à celle de la région équatoriale. Ce qui signifie que si un excès d'ozone est enregistré au-dessus de la région équatoriale, les régions tropicale et subtropicale enregistrent des faibles quantités d'ozone par rapport à la climatologie, et vice versa. Ce qui revient à dire que le comportement de la QBO par rapport à la variabilité de l'ozone sur la région équatoriale est opposé à celui observé sur les régions tropicales et subtropicales. Cette opposition s'explique par à une circulation secondaire des masses d'air riches/pauvres en ozone ayant une branche ascendante aux subtropiques et une branche descendante dans la région proche équatoriale (Chehade et al., 2014). Cette circulation secondaire une fois mise en place conduit à des anomalies positives dans la région équatoriale et proche équatoriale et des anomalies négatives

aux subtropiques. Il est tout à fait visible que les variations des anomalies d'ozone en région équatoriale sont corrélées positivement avec la QBO. Les anomalies positives de l'ozone correspondent au régime d'ouest de la QBO et les anomalies négatives sont liées au régime d'est de la QBO. Des résultats similaires sont rapportés dans des travaux précédents (Randel et Wu, 2006; Butchart et al., 2003). Zou et al. (2000) ont expliqué que la QBO engendre des anomalies de température qui influencent la circulation de Brewer-Dobson. En effet durant le régime d'est de la QBO, il y'a une augmentation de la température des tropiques vers les subtropiques. Ce phénomène conduit à une accélération de la circulation de Brewer-Dobson durant laquelle la hauteur de la tropopause augmente, et le transport des masses d'air riches en ozone des tropiques vers les subtropiques est renforcé. Par conséquent, les subtropiques enregistrent durant cette phase d'est un excès d'ozone par rapport à la normale, tandis que la région équatoriale et ses environs enregistrent des anomalies négatives. Durant la phase d'ouest de la QBO, le gradient thermique de l'équateur vers le pôle est négative due au développement du jet polaire, ayant la même direction que la QBO. Ainsi, le mécanisme opposé à celui expliqué pendant le régime d'est se produit : une diminution de la température de l'équateur vers le pôle suivie d'une décélération de la circulation de Brewer-Dobson et un excès d'ozone en région équatoriale et ses voisinages. Une étude sur l'analyse de la réponse de la QBO sur l'ozone aidera à situer la bordure méridienne entre les deux régimes.

La courbe de variation des anomalies d'ozone n'est pas stationnaire, bien qu'elle soit périodique suivant un rythme quasi-biennal, l'amplitude du signal temporel change à travers le temps. On observe de fortes anomalies négatives sur la période 1997-1998 dans les 3 régions. Ces anomalies sont caractérisées par des amplitudes inférieures à -10 DU. Des anomalies positives supérieures à 10 DU sont aussi enregistrées au-dessous de la région équatoriale au début de l'année 2002 et au début de l'année 2011. Si la variabilité du signal dessaisonalisé est seulement modulée par des oscillations périodiques à cycle quasi-biennal, on devrait enregistrer au niveau des régions tropicale et subtropicale des anomalies négatives d'ozone dès la fin de l'année 2010 jusqu'à toute la période couvrant l'année 2011. Pourtant nous avons noté des anomalies positives d'ozone sur les 3 régions en 2011. Ces observations suggèrent que la QBO est couplées à d'autres paramètres (même si à faible influence). Les amplitudes des anomalies d'ozone mises en évidence à la figure 4.6 varient aussi en fonction d'autres forçages qui contribuent à la variabilité de l'ozone. Les fortes anomalies négatives enregistrées entre 1997-1998 dans les régions tropicale et équatoriale peuvent être associées à d'autres forçages, comme l'oscillation ENSO et le cycle Solaire de 11ans. Il a été démontré dans différents travaux (Rieder et al., 2013; Randel et al., 2009; Frossard et al. 2013 ; Chegade et al., 2014) que le phénomène El-Niño intensifie les mouvements convectifs aux tropiques, ce qui induit, comme conséquence, une diminution de l'ozone (anomalie négative) dans les régions tropicale et équatoriale et un excès d'ozone (anomalie positive) aux subtropiques. Or, nous observons des anomalies négatives (d'amplitude supérieure à 10 DU) d'ozone aux subtropiques pendant cette période (1997-1998) (voir figure 4.6). L'hypothèse d'une contribution éventuelle du forçage ENSO n'est donc pas en accord avec nos résultats. Nous examinons l'effet du forçage dû au cycle solaire.

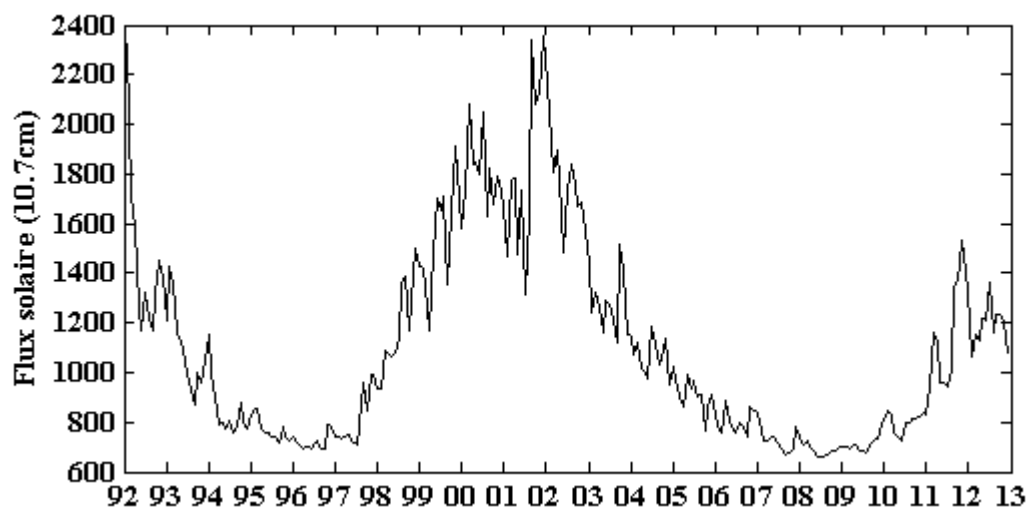


Figure 4. 7 : Activité du flux solaire mesuré sur 10.7 cm entre la période janvier 1992 et décembre 2012.

La figure 4.7 présente l'évolution de l'activité mensuelle du flux solaire observée entre janvier 1992 et décembre 2012. La période 1997-1998 correspond à la période de faible activité solaire et ceci affecte l'activité de formation de l'ozone à l'échelle globale. C'est une des raisons qui peut expliquer l'observation d'anomalies négatives d'ozone sur nos 3 régions d'étude durant la période 1997-1998 (figures 4.6). Les périodes d'activité solaire maximales sont situées entre fin 2001 et début 2002 et entre 2011 et 2012. Ces périodes sont marquées aussi par de fortes anomalies positives d'ozone en région équatoriale. On note en fait les plus fortes anomalies d'ozone positives en 2002 et en 2011. Il semble donc, d'après ces résultats que le cycle solaire se conjugue au forçage de la QBO en régime d'ouest et renforce la production de l'ozone en région équatoriale.

4.3.2. Analyse de la distribution verticale de l'ozone

Les études climatologiques faites ont montré que le maximum d'ozone se focalise dans la stratosphère. Par conséquent, la structure de la colonne totale de l'ozone est celle qui s'observe au niveau de la stratosphère. Ainsi pour mettre en évidence comment les anomalies observées sur l'ozone sont structurées suivant la distribution verticale, nous exploitons les profils d'ozone. Etant donné que les profils livrés par MLS couvrent la stratosphère et que les mesures effectuées sont de bonnes qualité l'analyse des anomalies d'ozone suivant la verticale est faite à partir des données MLS. Nous avons constaté à travers l'analyse des TCO (travail présenté à la section précédente) que la structuration des anomalies d'ozone dans la région subtropicale est similaire à celle de la région tropicale. Pour simplifier le travail, nous analysons les anomalies d'ozone obtenues pour 2 régions : la région équatoriale et la région tropicale. La région tropicale est représentée par Réunion, Fiji et Samoa.

La figure 4.8 présente les anomalies d’ozones par rapport à la climatologie telles qu’elles sont observées par le capteur satellite MLS au-dessus des régions équatoriale (4.8 a) et tropicale (4.8 b). Les anomalies ont été obtenues par des profils climatologiques mensuels. Au-dessus de la région équatoriale, à partir de 20 km vers la moyenne stratosphère, des alternances régulières entre valeurs d’anomalies positives et négatives d’ozone sont observées. Ces anomalies varient au-sein de ± 1.2 ppmv. On remarque que ces alternances d’anomalies positives et négatives suivent une périodicité et une structuration semblables à celles de la QBO. Les régimes successifs (positives et négatives) des anomalies d’ozone apparaissent d’abord dans la haute stratosphère et se propagent de façon descendante à travers le temps. La signature quasi-biennale de l’ozone est ainsi très claire dans la tranche d’altitude 20-40 km. Par contre cette signature est perturbée en dehors de cette tranche d’altitude. Ce mode de variabilité temporelle des anomalies d’ozone observé au-dessus de la région équatoriale est celui de la propagation du vent zonal au-dessus de l’équateur. La phase d’anomalies négatives d’ozone s’accorde avec la phase de propagation des vents d’est de la QBO, tandis que la phase d’anomalies positives d’ozone s’accorde avec la phase des vents d’ouest de la QBO. Cette observation confirme les résultats présentés et discutés à la section 4.2 et permet d’identifier la bande d’altitude où se focalise ces anomalies. Le comportement de l’ozone mise en évidence en moyenne et basse stratosphère dans ce travail est identique et en parfait accord avec les études précédemment faites sur la relation existante entre l’ozone et la QBO (Randel et Thompson, 2011 ; Lee et al., 2010 ; Witte et al., 2008). Après avoir moyenné les données radiosondages des 8 sites compris entre $\pm 10^\circ$, Witte et al. (2008) ont obtenu des anomalies interannuelles d’ozone dont la structure est similaire à ce que nous avons obtenu et présenté à la figure 4.8 (a). Les valeurs d’anomalies publiées par Witte et al. (2008) oscillaient au sein de ± 1.4 ppmv et les plus larges anomalies sont observées dans la bande d’altitude 25–27 km. Nous tenons à rappeler qu’avec les données radiosondages, Witte et al. (2008) n’ont pas été en mesure d’analyser la signature quasi-biennale de l’ozone au-dessus de 30 km. Avec les profils MLS, nous avons réussi à mettre en évidence la signature de la QBO sur la variabilité de l’ozone jusqu’aux environs de 40 km. La structure des anomalies d’ozone depuis la haute vers la basse stratosphère est mise aussi en évidence sur les travaux de Yi et al. (2011) à partir des profils GOMOS. Yi et al. (2011) ont montré que l’influence de la QBO sur la distribution de l’ozone s’observe de la basse stratosphère jusqu’aux environs de 40 km. Au-dessus de 40 km, la QBO est couplée aux oscillations semi-annuelles des champs de vent zonal et de température en région équatoriale. Ces oscillations semi-annuelles (SAO) prennent naissance dans la basse mésosphère. C’est le couplage de ces oscillations avec la QBO, qui définit le modèle de variabilité de l’ozone et du NOx au niveau de la haute stratosphère tropicale (Yi et al., 2011). Par contre le mode d’alternance entre anomalies négatives et positives d’ozone au-dessous de 20 km est défini par le couplage entre la QBO et les oscillations générées par les ondes de gravité. Au niveau de la région tropicale, les alternances entre anomalies positives et négatives s’observent sur plusieurs niveaux d’altitude composant la stratosphère. Par contre la structure n’est pas similaire à celle de la région équatoriale. Des valeurs d’anomalies très élevées s’observent entre 25 km et 35 km et la structure quasi-biennale du signal n’est pas tout à fait claire, comme pour la région équatoriale. Toutefois, on peut constater à travers la figure

4.8 l'opposition de phase, en termes d'anomalies, entre Equateur et Tropiques : lorsqu'on est en régime d'anomalies négatives (positives) au-dessus de la région équatoriale, on observe des anomalies positives (négatives) en région tropicale.

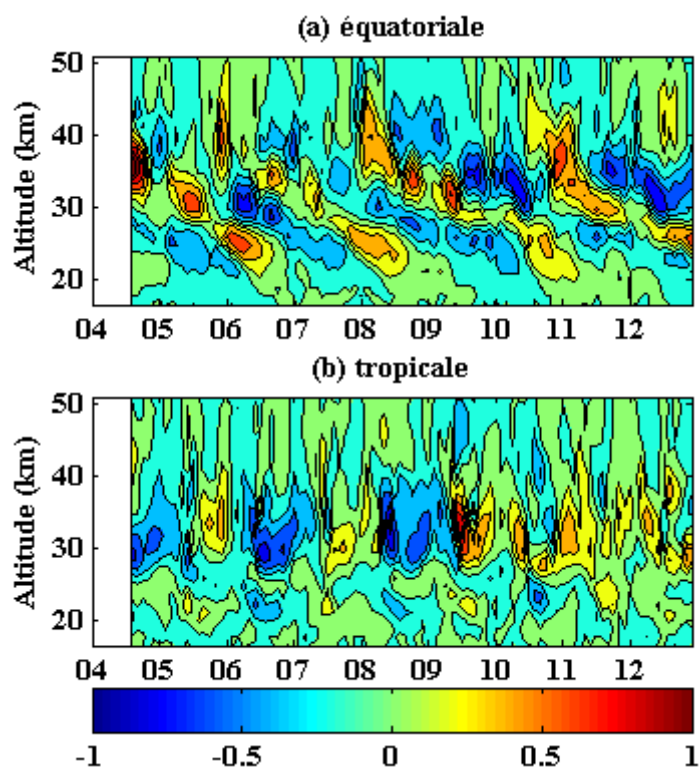


Figure 4. 8 : Anomalies d'ozone (ppmv) observées entre 15 km et 52 km au-dessus des régions équatoriale (a) et tropicale (b). Les anomalies d'ozone sont obtenues en dessaisonnant le signal temporel constitué des profils mensuels d'ozone enregistrés par MLS entre août 2004 et décembre 2012.

Pour mettre en évidence l'opposition de phase entre les anomalies d'ozone au-dessus des deux régions, le degré de corrélation entre la variation de l'indice QBO et la variation temporelle du signal dessaisonné est calculé pour chaque niveau d'altitude comprise entre 15 km et 50 km. Le résultat de ce calcul est présenté à la figure 4.9. Il est clair à travers cette figure que les anomalies d'ozones sont corrélées à la QBO autour de 20 km et 30 km (avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0.7 en région équatoriale) et sont en opposition de phase entre Tropiques et Equateur. Ces observations confirment les résultats présentés à la figure 4.5 et permettent de quantifier le degré de corrélation entre les anomalies d'ozone et la QBO. On remarque cependant que le degré de corrélation entre les anomalies d'ozone et la QBO est élevé sur la région équatoriale par rapport à la région tropicale. Une corrélation de plus de 75% est observée entre les anomalies d'ozone et la QBO entre 20 km et 22 km et aux environ de 30 km ; alors que la corrélation maximale observée sur la région tropicale est évalué à 60%. Ces résultats traduisent l'implication effective de la QBO sur la variabilité de l'ozone en région équatoriale comparativement aux autres régions. Généralement l'influence de la QBO sur l'ozone est très importante en région équatoriale, elle diminue des basses latitudes vers les hautes latitudes (cf. chapitre 3).

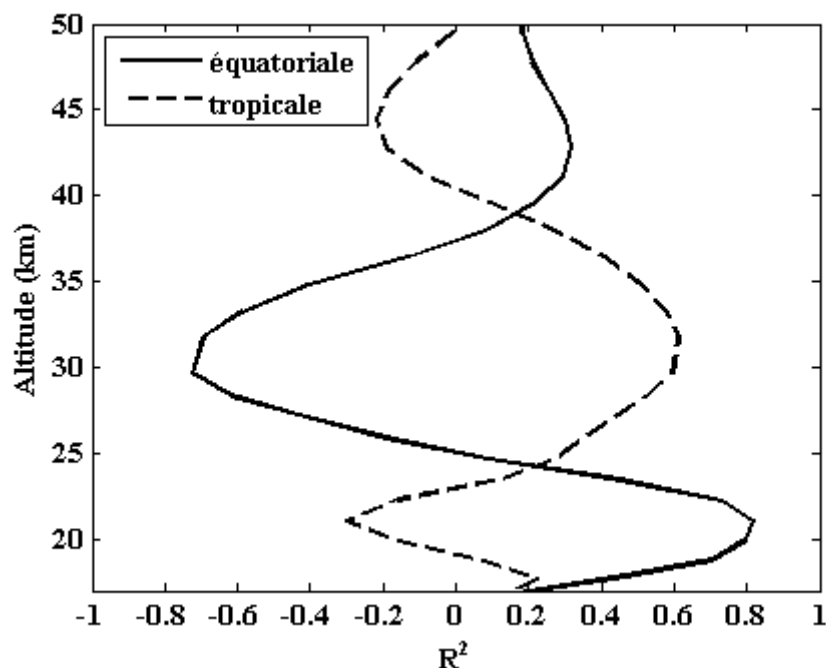


Figure 4. 9 : Coefficient de corrélation calculé entre le signal du QBO_30hPa et les anomalies d'ozones observées au-dessus des régions équatoriale et tropicale présentées à la figure 4.8.

Pour mettre en évidence l'opposition de phase entre les anomalies d'ozone au-dessus des deux régions, le degré de corrélation entre la variation de l'indice QBO et la variation temporelle du signal dessaisonnalisé est calculé pour chaque niveau d'altitude comprise entre 15 km et 50 km. Le résultat de ce calcul est présenté à la figure 4.9. Il est clair à travers cette figure que les anomalies d'ozone indues par la QBO dans les deux régions sont en opposition de phase. En effet, une fois que les anomalies d'ozone dans la région équatoriale corréleront avec l'indice de la QBO sur une altitude donnée, on observe une anticorrélation sur le même niveau d'altitude aux tropiques. Ces observations confirment les résultats présentés à la figure 4.5 et permettent de quantifier le degré de corrélation entre les anomalies d'ozone et la QBO. On remarque cependant que le degré de corrélation entre les anomalies d'ozone et la QBO est élevé sur la région équatoriale par rapport à la région tropicale. Une corrélation de plus de 75% est observée entre les anomalies d'ozone et la QBO entre 20 km et 22 km et aux environs de 30 km ; alors que la corrélation maximale observée sur la région tropicale est évalué à 60%. Ces résultats traduisent l'implication effective de la QBO sur la variabilité de l'ozone en région équatoriale comparativement aux autres régions. Généralement l'influence de la QBO sur l'ozone est très importante en région équatoriale, elle diminue avec l'augmentation de la latitude (cf. chapitre 3).

4.3.3. Relation entre ozone et température

L'ozone et la température sont fortement liés dans la stratosphère. Les réactions de formation et de destruction de l'ozone sont exothermiques. Par conséquent la variation du rapport de mélange en ozone induit une variation de la température dans la stratosphère, et vice versa. Ainsi, il existe une dépendance

entre anomalies d’ozone et anomalies de température. La distribution verticale de la température dans la stratosphère est influencée par les réactions exothermiques, l’émission d’infrarouge et l’absorption des rayonnements ultraviolets. Dans cette section, la corrélation entre anomalies de température et anomalies d’ozone est étudiée. La méthode de calcul des anomalies de température est le même que celui de calcul des anomalies d’ozone décrit précédemment. Les mesures d’ozone et de températures utilisées sont les moyennes mensuelles enregistrées entre août 2004 et décembre 2012 par le capteur MLS. Le contour des anomalies de température par rapport à la climatologie est présenté à la figure 4.10. Pour un niveau d’altitude donné, la corrélation entre la série temporelle des anomalies de température (en Kelvin) et la série temporelle des anomalies d’ozone (en ppmv) est calculée. Les résultats de la corrélation sont présentés à la figure 4.11.

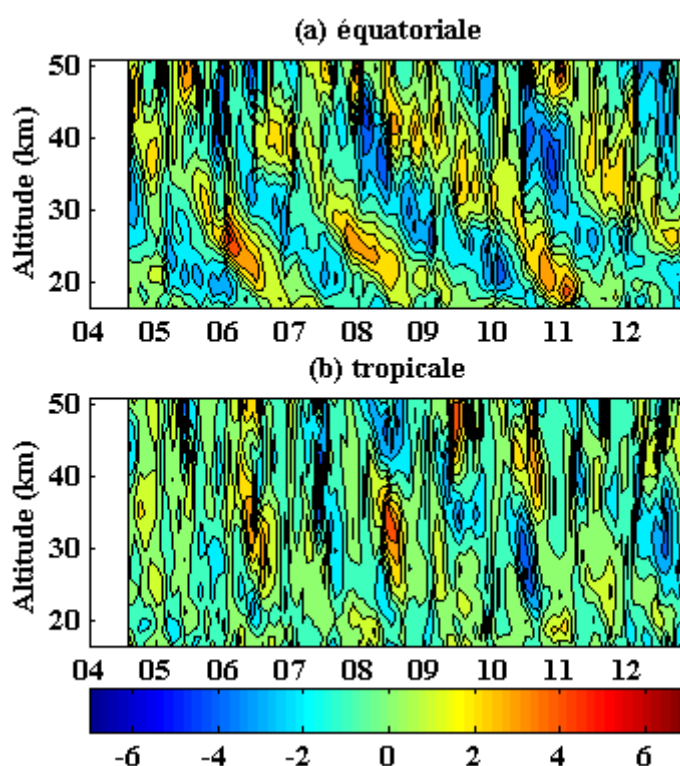


Figure 4. 10 : Anomalies de température (K) observées entre 15 et 52 km au-dessus des régions équatoriale (a) et tropicale (b). Les anomalies de températures sont obtenues en dessaisonnant le signal temporel constitué des profils mensuels de température enregistré par MLS entre août 2004 et décembre 2012.

Une forte corrélation (> 0.8) entre les anomalies d’ozone et de température est observée en région équatoriale au niveau de la bande d’altitude 18-28 km. Ceci indique qu’une augmentation d’ozone s’accompagne d’une augmentation de température au-dessous de 28 km. La valeur maximale de corrélation est observée aux environs de 26 km, altitude du maximum de concentration d’ozone (voir figure 4.4). Par contre la situation s’inverse au-dessus de 35 km : Les coefficients de corrélation entre anomalies d’ozone et anomalies de température sont forts, mais négatifs. L’anticorrélation ozone-température obtenue est élevée ($> 80\%$). Ceci est en accord avec les résultats des travaux de Coe et Webb, (2003). Ces derniers ont

expliqué que la température stratosphérique varie en fonction de la densité de l'air et de la capacité d'absorption des UV par l'ozone.

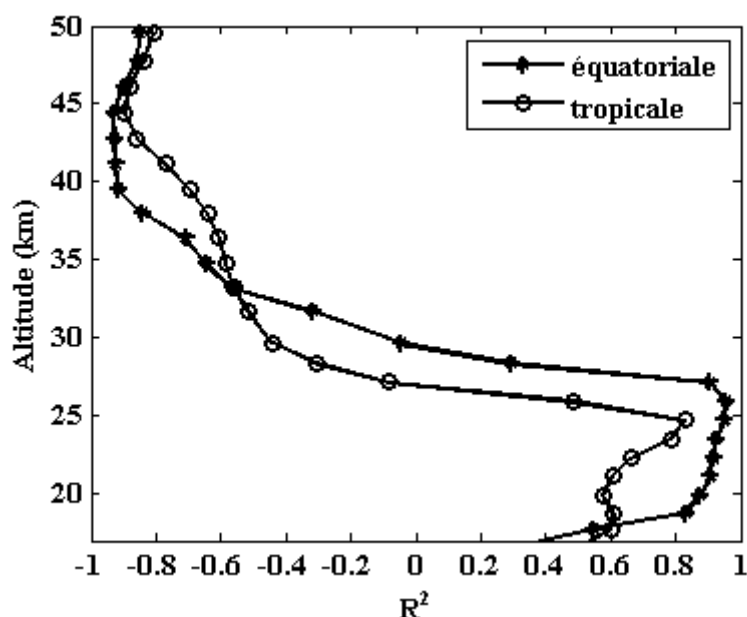


Figure 4. 11 : Corrélation entre anomalies d'ozone et anomalies de température au-dessus des régions équatoriale (symboles «*») et tropicale (symboles «•»).

Au-dessous de 28 km la densité de l'air est importante, les réactions de formation d'ozone s'intensifient et sa concentration augmente. Dans le cas d'anomalies positives (négatives) d'ozone (dû au forçage de la QBO par exemple), on assiste à une forte (faible) absorption et par conséquent à une augmentation (diminution) de la température par rapport à la normale. Ce qui explique la corrélation observée au-dessous de 28 km. L'anticorrélation observée au-dessus de 35 km s'explique de la façon suivante : les anomalies négatives de l'ozone au-dessus de 35 km sont souvent causées par la variation du vent zonal et la capacité de photolyse de la molécule d'ozone. En effet, au-dessus de 35 km la densité de l'air est faible et les molécules d'oxygène sont activement photolysées. L'ozone formé après photodissociation est rapidement détruit. L'ensemble du mécanisme réduit la concentration d'ozone, mais augmente la quantité de chaleur locale dans la mesure où ces réactions sont exothermiques. Par conséquent, les anomalies d'ozone et de température qui en dérivent sont en opposition de phase. Le profil de corrélation entre anomalies d'ozone et anomalies de température au niveau de la région tropicale présente une similitude avec celui de la région équatoriale ; ce qui signifie que le mécanisme liant les anomalies d'ozone et de température est le même dans les deux régions. Toutefois il y a une plus forte correspondance entre anomalie d'ozone et anomalies de température dans la région équatoriale.

Les profils moyens globaux d'ozone et leurs écart-types obtenus au-dessus des régions tropicale et équatoriale sont présentés à la figure 4.12. Les moyennes ont été faites sur la base des 9 années (2004-2012) d'observation de l'instrument MLS. Nous avons constaté que la tranche d'altitude où il y a une forte

corrélation entre anomalie de température (en Kelvin) et rapport de mélange d’ozone (en ppmv) correspond au maximum de concentration d’ozone.

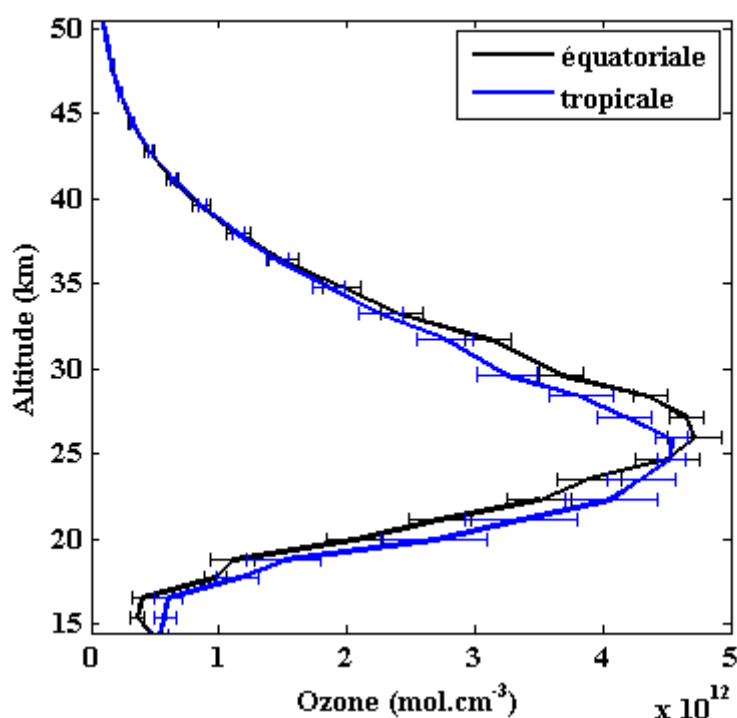


Figure 4. 12 : Profils moyens des concentrations d’ozone mesurées par MLS entre 2004 et 2012 au niveau de la stratosphère des régions équatoriale et tropicale.

Les concentrations maximales d’ozone dans les régions équatoriale et tropicale s’observent respectivement aux environs de 26 km et 25 km. Ces altitudes correspondent exactement aux niveaux d’altitudes où la corrélation entre anomalies de température et d’ozone est maximale. Ces résultats confirment que la corrélation entre ozone et température au-dessous de 28 km est liée à l’absorption des rayonnements UV solaire dans cette bande d’altitude caractérisée par une forte concentration d’ozone.

4.4. Conclusion

Dans ce chapitre, les variations saisonnières et quasi-biennales de l’ozone ont été analysées. Les analyses ont été faites sur les distributions des TCO et sur les profils d’ozone. Les oscillations saisonnières ont été analysées en se basant sur les variations mensuelles de l’ozone, tandis que la signature quasi-biennale de l’ozone a été mise en évidence par soustraction des valeurs climatologiques mensuelles.

La climatologie mise en évidence sur la région équatoriale présente une variation saisonnière traduite par le cycle semi-annuel. Ce cycle semi-annuel apparaît dans la distribution de la colonne totale d’ozone avec un minima et un maxima respectivement pendant les mois des équinoxes et des solstices. Toutefois la TCO enregistrée pendant le printemps est largement supérieure à celle obtenue en automne.

Au-dessus des régions tropicale et subtropicale les variations saisonnières de l'ozone sont traduites par le cycle annuel, avec un minima et un maxima respectivement en automne et au printemps. L'observation du maximum annuel au printemps sur les 3 régions est expliquée par le mécanisme de la circulation de Brewer Dobson à l'échelle régionale et globale. De ce fait, la variabilité mensuelle de l'ozone est très importante en hiver aux subtropiques. Par contre, en été cette variabilité est maximale aux faibles latitudes. L'analyse faite sur les profils climatologiques de concentration d'ozone révèle un maximum d'ozone entre 24 km et 28 km. Dans cette tranche d'altitude, le maximum d'ozone varie avec l'altitude et la saison. Sur les sites équatoriaux, la production d'ozone se fait entre mars et juillet avec un maximum autour de 26 km, alors que sur les sites tropicaux (Samoa et Fiji) le maximum d'ozone s'observe autour de 25 km pendant l'automne (mars et avril). Un autre extrémum d'ozone est observé au printemps au-dessus de Java et Ascension Island, ce qui correspond au cycle semi-annuel. Le minimum d'ozone est observé en hiver sur les sites tropicaux et équatoriaux.

Le maximum du rapport de mélange d'ozone (RMO3) est obtenu entre 30 et 35 km. Dans cette tranche d'altitude, les distributions du RMO3 sont caractérisées par la dominance des cycles annuels et semi-annuels, respectivement sur Irène (subtropique) et Natal (faibles latitudes).

Les distributions temporelles des anomalies d'ozone par rapport à la climatologie mettent en évidence un mode de variation quasi-biennal de l'ozone lié au forçage dynamique de la QBO. Cette signature quasi-biennale de l'ozone apparait sur la colonne totale de l'ozone et sur la tranche d'altitude 20-40 km. La superposition de la courbe de variation de vent zonal à 30 hPa au-dessus de Singapore avec les courbes de variations des anomalies d'ozone a permis de montrer que les anomalies d'ozones observées dans la région équatoriale sont en opposition de phase avec celles observées aux tropiques et subtropiques. Les anomalies positives d'ozone observées au-dessus de la région équatoriale correspondent au régime d'ouest de la QBO, alors que les anomalies négatives d'ozone correspondent à des phases QBO d'est. La situation inverse s'observe dans les régions tropicales et subtropicales. En dehors de la tranche 20-40 km, la signature quasi-biennale de l'ozone n'est pas bien établie. Elle doit être couplée à d'autres forçages. Au-dessous de 20 km, la variabilité des anomalies d'ozone est fortement contrôlée par les échanges troposphère-stratosphère.

L'analyse des profils de températures au-dessus des régions équatoriale et tropicale a permis de mettre en évidence la relation entre les anomalies d'ozone et les anomalies de température dans la stratosphère. Nous avons observé une signature quasi-biennale sur la variation des anomalies de température dans la stratosphère. La structure de cette signature est similaire que celle observées pour l'ozone. Nous avons noté l'existence d'une forte corrélation entre les anomalies d'ozone et les anomalies de température au-dessous de 28 km et une forte anti-corrélation au-dessus de 37 km.

Chapitre 5

5. Quantification de la variabilité et estimation des tendances

5.1. Introduction

Le travail présenté dans ce chapitre est chronologiquement situé dans la période où une augmentation de l’ozone total est attendue à l’échelle globale (à partir de 1998). Un des objectifs de ce chapitre est de présenter un modèle de régression capable de quantifier la part de contribution de certains forçages dynamiques sur la variabilité de l’ozone et d’estimer les tendances de l’ozone à long terme. Le travail se focalise bien sûr sur les régions tropicales et subtropicales de l’hémisphère sud, afin de voir si l’amélioration de la couche d’ozone est effective et quelles sont les couches de l’atmosphère concernées par un éventuel recouvrement. Il est important d’analyser deux types de tendance: la tendance de la colonne totale de l’ozone (TCO) et les tendances à différents niveaux d’altitudes de la stratosphère (Nair et al., 2013). L’étude de la TCO est effectuée à partir des séries temporelles reconstruites suite à la combinaison des différentes mesures effectuées sur chaque site (cf. chapitre 2). L’analyse de la distribution verticale utilise les profils d’ozone enregistrés par radiosondage au-dessus des 8 sites SHADOZ dans la mesure où la base des données des profils SHADOZ est assez longue par rapport à celle de MLS. Etant donné que les émissions anthropiques diffèrent d’une localité à une autre, il est jugé utile de quantifier la tendance non seulement à l’échelle régionale mais aussi sur chacun des sites concernés par cette étude. Toutefois en raison du nombre limité de profils d’ozone disponibles et de la faible fréquence d’observation sur certains sites, les résultats obtenus seraient entachés d’erreur si l’estimation de la tendance verticale se fait par site. Par contre, le nombre de mesures des TCO est largement suffisant pour analyser la tendance par site.

Les modèles de régression multi-variables sont considérés comme des outils très performants et sont souvent utilisés pour étudier la variabilité et la tendance de l’ozone stratosphérique (Randel et Thompson 2011 ; Kyrölä et al., 2013; Nair et al., 2013; Kirgis et al., 2013; Bourassa et al., 2014; Gebhardt et al., 2014 ; Eckert et al., 2014). Le choix des variables (forçages) est très important ; il se porte sur les variables atmosphériques pour lesquelles il a été montré leurs implications et leurs influences effectives sur la variabilité de l’ozone (Damdeo et al., 2014). Dans ce travail, le choix est effectué sur les forçages associés aux différents cycles de variabilité mis en évidence au chapitre 3. Nous allons quantifier la contribution et la réponse de chaque forçage sur la variabilité de l’ozone.

Ce chapitre s'articule de la manière suivante : la description du modèle Trend-Run est présentée dans la section 2 ; les résultats de sorties du modèle Trend-Run appliqué aux séries des TCO sont présentés à la section 3 et les résultats sur les profils d'ozone sont présentés et discutés à la section 4. La section 5 est consacrée à l'analyse des tendances. Une synthèse est présentée à la section 6 pour clore le chapitre.

5.2. Le modèle Trend-Run

5.2.1. Description du modèle

Trend-Run est un modèle de régression multiple adapté à l'Université de la Réunion pour étudier la variabilité et estimer les tendances de l'ozone et de la température (Portafaix, 2003; Bencherif et al., 2006; Bègue et al., 2010). Ce modèle dérive du modèle AMOUNT, développé pour l'étude des tendances d'ozone et de température aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord (Huchecorne et al., 1991; Keckhut et al., 1995). Comme expliqué dans la section introductive, les paramètres constituant les entrées du modèle sont les valeurs moyennes mensuelles de l'ozone (en DU pour le cas de l'analyse des colonnes totales et en mol.cm⁻³ pour les profils de concentration) et les variables (forçages) qui présentent une contribution significative sur la variabilité de l'ozone stratosphérique. Nous nous sommes focalisés sur l'analyse des mesures d'ozone effectuées à partir de janvier 1998, période où débutent les observations SHADOZ et durant laquelle une tendance à la hausse de la couche d'ozone a commencé à se faire sentir à l'échelle globale. Pour simplifier l'interprétation des résultats, les forçages pris en compte dans le modèle sont : la QBO, l'ENSO, le flux solaire et les cycles annuel et semi-annuel. Une fonction linéaire couvrant la période d'étude est générée par le modèle pour représenter l'indice de la tendance à long terme au sein de la matrice des forçages. La valeur de la tendance est calculée en s'appuyant sur le gradient de la fonction. Les cycles annuel et semi-annuel sont paramétrés sous forme de fonctions sinusoïdales, selon les expressions mathématiques suivantes :

$$\begin{aligned} Y_{\text{annuel}}(t) &= \cos\left(\frac{2\pi t}{12}\right) + \phi \\ Y_{\text{semianuel}}(t) &= \cos\left(\frac{2\pi t}{6}\right) + \phi \end{aligned} \tag{5.1}$$

$$\text{Où } \phi = \frac{2\pi I}{180}$$

Le terme “ I ” est un coefficient de phasage entre le signal temporel de l'ozone et la fonction sinusoïdale annuelle ou semi-annuelle. Ce terme est déterminé par le modèle ; il caractérise l'instant « t » où la valeur absolue du coefficient de corrélation entre la courbe de la variation de l'ozone et celle de la fonction sinusoïdale est au maximum.

Le forçage caractérisant l'ENSO est un signal multi-variable, appelé communément MEI (Multivariant ENSO Index). MEI est constitué à partir des valeurs mensuelles des paramètres définissant le phénomène ENSO. Il s'agit d'une combinaison de six variables, à savoir : la pression mesurée au niveau de la mer, les composantes zonale et méridienne du vent de surface, la température à la surface de la mer, la température de l'air au sol et la fraction totale de la nébulosité du ciel. L'indice du forçage du cycle solaire utilisé dans le modèle est le signal temporel constitué des valeurs mensuelles du flux solaire émis par onde radio à 10.7 cm (2800 MHz). Les données des indices ENSO et flux solaire sont téléchargeables en suivant ce lien : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>. Quant à la QBO, elle est caractérisée par la vitesse moyenne mensuelle du vent zonal à 30 hPa à au-dessus de Singapour ; elle est disponible sur <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/qbo.u30.index/>. Les différentes fonctions utilisées comme entrées dans le modèle sont présentées à la figure 5.1. Les séries temporelles des différents forçages sont normalisées a priori puis lissées de 3 mois afin d'enlever les bruits temporels sources de variabilité intra-saisonnière. Après lissages, les forçages se constituent en une matrice de variables exogènes servant à décrire la variation de l'ozone. Le signal temporel de l'ozone « Y » sorti du modèle à l'instant « t » et à une altitude « z » est formulé de la manière suivante :

$$Y(z, t) = C(z)_0 + C(z)_1 Y_{an}(t) + C(z)_2 Y_{s-an}(t) + C(z)_3 Y_{fs}(t) + C(z)_4 Y_{qbo}(t) + C(z)_5 Y_{enso}(t) + C(z)_6 Y_{trend}(t) + \varepsilon(z, t) \quad (5.2)$$

Où $C_{(0-6)}$ sont les coefficients de régression caractérisant la réponse de la variable paramétrée sur le signal temporel de l'ozone.

- Y_{an} forçage annuel
- Y_{s-an} forçage semi-annuel
- Y_{fs} forçage du flux solaire
- Y_{qbo} forçage de la QBO
- Y_{enso} forçage ENSO
- Y_{trend} terme de tendance
- ε terme résiduel du modèle

Les coefficients de régression sont calculés à partir de la méthode des moindres carrés ordinaire afin de minimiser la somme des carrées du terme résiduel. Notons que le degré de dépendance entre les variables est évalué à travers le coefficient d'autocorrélation ϕ du terme résiduel (Bencherif et al., 2006). Pour les détails sur comment ce coefficient d'autocorrélation est calculé, le lecteur est invité à consulter le manuscrit de thèse Portafaix (2003). Les incertitudes des coefficients de régression sont calculées en s'appuyant sur le coefficient d'autocorrélation ; ils sont formulés de la manière suivante :

$$\sigma_a^2 = v(k) \cdot \sigma_s^2 \cdot \frac{1 + \phi}{1 - \phi} \quad (5.3)$$

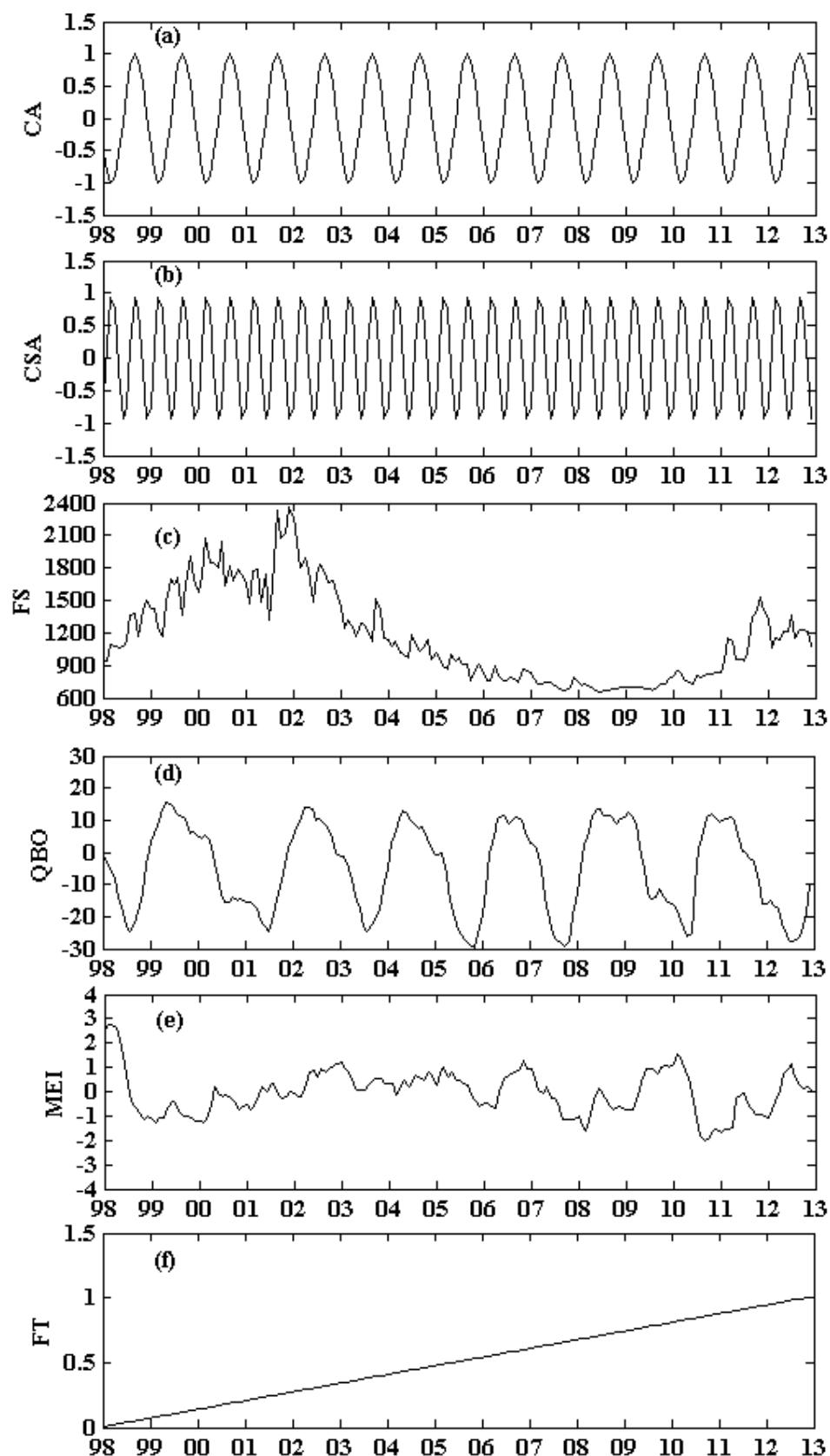


Figure 5. 1 : Représentation des différents forçages utilisés comme entrées dans le modèle Trend-Run. Du haut vers le bas : (a) les fonctions sinusoïdales de période de 12 mois et (b) 6 mois exprimant respectivement la variabilité saisonnières annuelle et semi-annuelle du climat, (c) le flux solaire, (d) la moyenne mensuelle du signal de la QBO à 30hPa au-dessus du Singapour, (e) l'Indice Multi-variable de l'ENSO (MEI) et (f) la fonction synthétique de la tendance.

Où σ_s^2 et $v(k)$ désignent respectivement la variance du terme résiduel et la matrice de covariance des forçages utilisés comme entrées dans le modèle. L'équation 5.3 est utilisée pour estimer l'erreur associée à l'estimation de la tendance.

En définissant la fonction moyenne temporelle $C(z)_p \cdot Y_p(t_{1-n})$ comme le signal factorisé du forçage « p » et $|C(z)_p| \cdot \sigma(Y_p(t_{1-n}))$ l'écart-type correspondant (Brunner et al., 2006), la part de contribution du forçage « p » sur la variation totale de l'ozone est le rapport entre la somme des carrées du signal factorisé et la somme totale des carrées du signal temporel de l'ozone (Portafaix, 2003). La magnitude de la réponse du forçage (par unité de forçage normalisé) sur la variabilité de l'ozone est définie comme étant le rapport entre le coefficient affecté au forçage et le coefficient C_0 associé au poids total du signal temporel de l'ozone.

5.2.2. Evaluation du modèle

5.1.1.1. Evaluation du modèle sur les mesures de l'ozone totale

Le modèle Trend-Run est évalué, puis testé en utilisant les données des 4 sites subtropicaux à savoir : Irène, Springbok, Buenos Aires et Melbourne. Les résultats de ce travail préliminaire ont été communiqués lors de la conférence du SASAS (Tohir et al., 2014) et une copie de la communication se trouve en annexe du présent manuscrit. Globalement, un bon accord est trouvé entre l'observation et le modèle pour ces 4 sites. Il a été démontré que 92% de la variabilité totale de l'ozone sur les 4 sites est expliquée par le modèle. Dans ce chapitre, le modèle est appliqué sur tous les sites d'étude. A propos de l'analyse par région, les séries temporelles régionales sont utilisées (cf. chapitre 2, figure 2.12)

L'évaluation du modèle se fait à partir d'un coefficient statistique noté R^2 , appelé coefficient de détermination. Ce dernier est défini comme étant le rapport entre la somme des carrées des valeurs de la série temporelle obtenue par le modèle de régression et la somme des carrés des valeurs obtenues par observation. Ce coefficient de détermination statistique mesure la proportion de la variation totale de l'ozone expliquée par le modèle. Lorsque le modèle de régression décrit une grande partie de la variation de l'ozone, la valeur de R^2 se rapproche à 1 ; dans le cas contraire, R^2 se rapproche de 0 (Bencherif et al., 2006; Bègue et al., 2010; Pastel et al., 2007). La figure 5.2 présente l'évolution temporelle des colonnes totales de l'ozone restituées par le modèle (courbes noires) au-dessus des régions équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c). Les courbes bleues représentent les mesures des colonnes totales d'ozone obtenues respectivement pour chaque région. Un bon accord s'observe entre le modèle et l'observation au-dessus des trois régions ; et le meilleur ajustement est observé aux subtropiques, où la variabilité est généralement influencée par le cycle saisonnier qui est bien produit par le modèle de régression suivant l'équation 5.1. Les coefficients de détermination statistiques R^2 sont 0.71, 0.89 et 0.93, respectivement pour la région équatoriale, les tropiques et les subtropiques. Ces résultats statistiques indiquent que le modèle suit de façon

significative les variations réelles de l’ozone et décrit à 71%, 89% et 93% la variabilité totale de l’ozone respectivement pour la région équatoriale, les tropiques et les subtropiques.

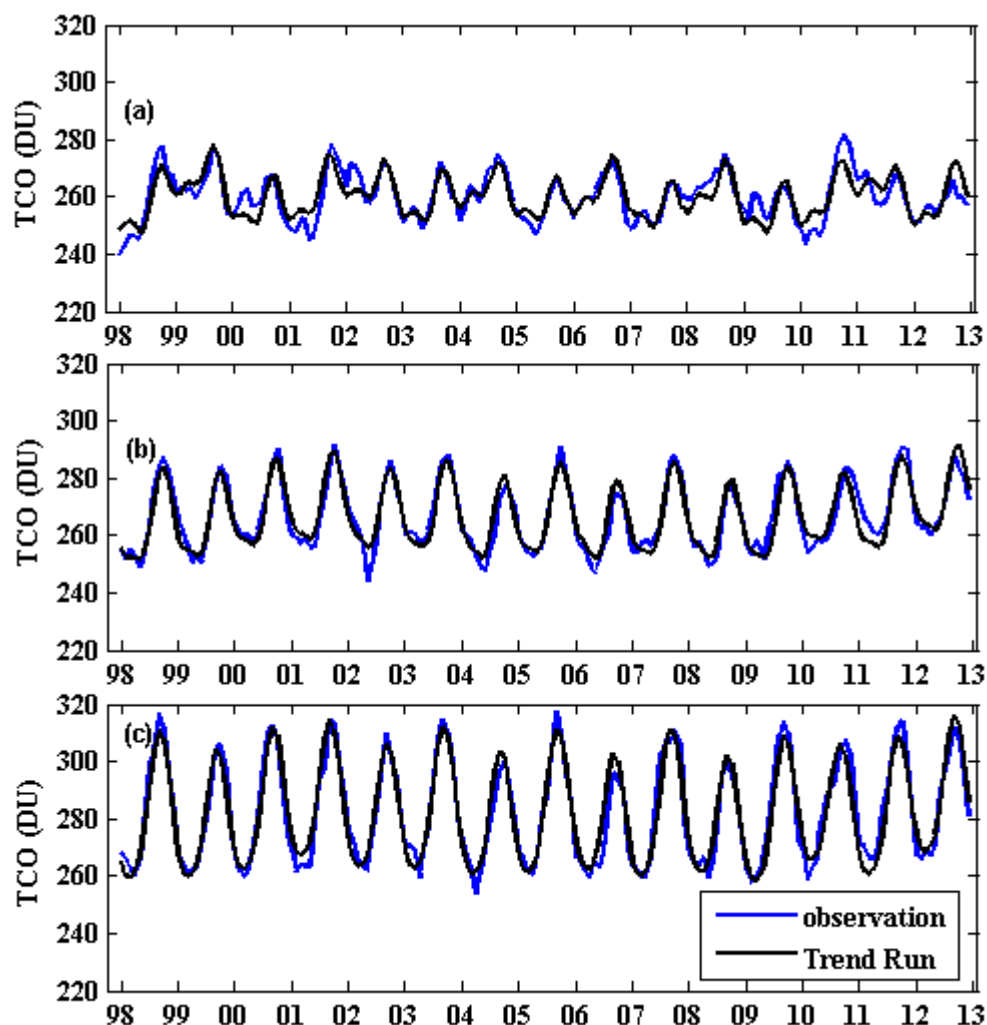


Figure 5. 2 : Evolution temporelle de la moyenne mensuelle des TCO (bleu) mesurées au-dessus des régions équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c). Les courbes superposées en noir représentent TCO simulées par le modèle Trend-Run.

5.1.1.2. Evaluation du model suivant la distribution verticale

Comme expliqué dans l’introduction, la fréquence des observations et le nombre limité des profils observés sur la plus part des sites ne permettent pas de réaliser une étude par site. De ce fait, il est jugé efficace de procéder à une étude par région. Nous avons organisé et regroupé les données par bandes de latitude : équatoriale, tropicale et subtropicale. La figure 5.3 montre les trois distributions verticales et temporelles de l’ozone construites selon la configuration régionale considérée. Du haut en bas on note la distribution équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c). Ces distributions verticales de l’ozone sont utilisées pour calculer le coefficient de détermination R^2 , indice d’évaluation du modèle. L’évaluation du modèle suivant la distribution verticale est réalisée de la manière suivante : chaque profil mensuel d’ozone est interpolé sur 150 niveaux d’altitudes avec un pas de 0.1 km entre 15 et 30 km d’altitude. Ce modèle de régression est appliqué sur chaque niveau d’altitude et on obtient pour chaque région un profil de coefficient

de détermination R^2 . Les trois profils déterminent la variation de R^2 sur les régions équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c) ; ils sont présentés à la figure 5.4. Les valeurs de R^2 sorties du modèle sont supérieures à 0.6 sur tous les niveaux d'altitudes compris entre 15 km et 30 km. Ces résultats signifient que plus de 60% de la variabilité de l'ozone dans cette bande d'altitude au-dessus de la zone d'étude est expliquée par les variables utilisés dans le modèle. Brunner et al. (2006) ont expliqué qu'une valeur élevée de R^2 sur une bande d'altitude donnée indique souvent un régime dominé par des variabilités saisonnières ; par contre si R^2 est compris entre 0.3 et 0.7 le régime est souvent dominé par des oscillations quasi-biennales. Nous verrons plus loin si les conclusions de Brunner et al. (2006) sont en accord ou pas avec nos résultats. Des valeurs supérieures à 0.8 sont retrouvées sur différentes bandes d'altitude selon les régions : 16.3-26 km pour la région équatoriale, 17.3- 22.2 km pour la région tropicale et 18.9- 24.5 km pour la région extratropicale.

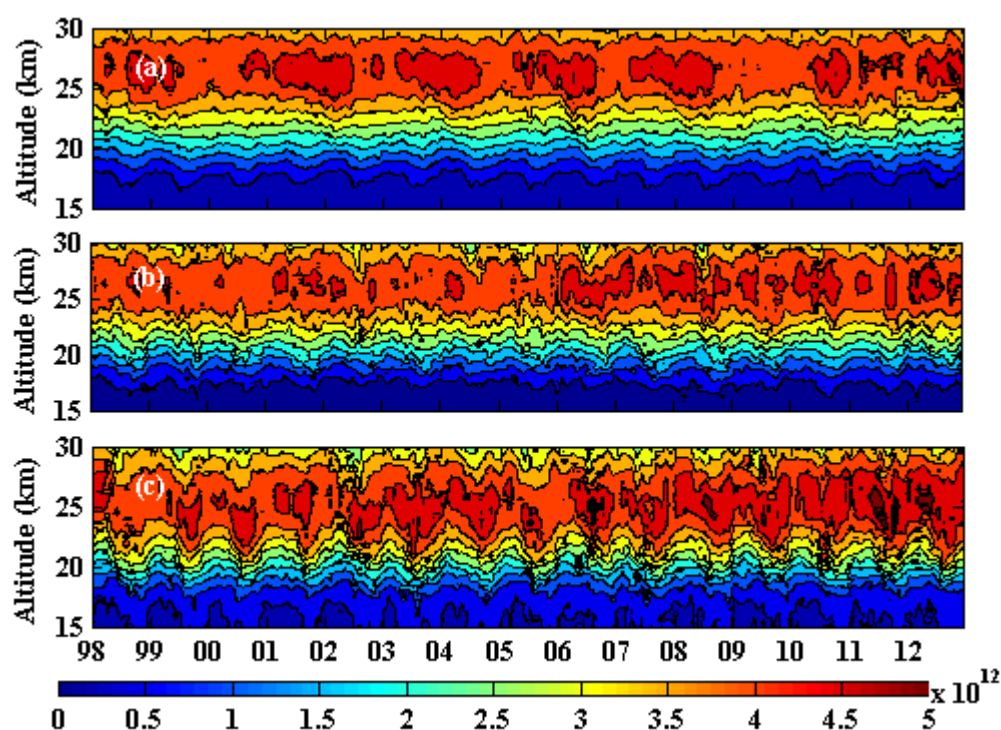


Figure 5. 3 : Distributions verticales de la concentration de l'ozone (mol.cm^{-3}) mesurées entre 15 km et 30 km au-dessus des régions équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c). La région équatoriale est constituée des mesures effectuées sur Nairobi, Natal, Ascension et Java ; La région tropicale est constituée de Samoa et Fiji et les subtropiques sont représentés par Irène et la Réunion.

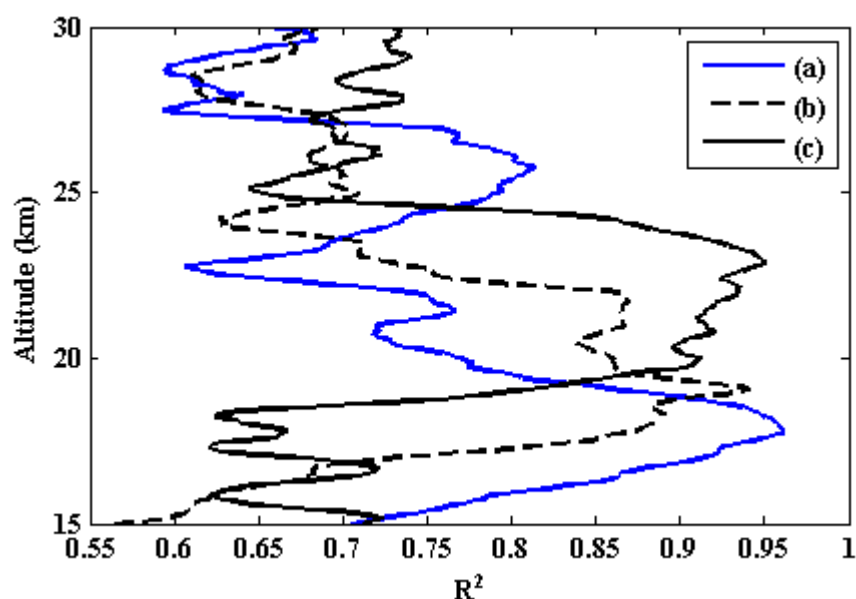


Figure 5. 4 : Profils des coefficients de détermination statistique R^2 calculés à partir du modèle appliqué sur les données des profils mensuels d'ozone enregistrés entre 15 km et 30 km au-dessus des régions équatoriale (trait bleu continu), tropicale (trait noir pointillé) et subtropicale (trait noir continu).

5.3. Résultats sur la quantification de la variabilité

5.3.1. Quantification de la variabilité de l'ozone totale.

Tableau 5. 1 : Pourcentage de contribution moyenne ($\pm \sigma$) de chaque forçage (cycles annuel et semi-annuel, cycle solaire, QBO et ENSO) sur la variabilité totale de la TCO sur chaque site

Stations	Oscillations annuelles	Oscillations semi-annuelles	Flux solaire	QBO	ENSO	R^2
Nairobi	20.33 \pm 1.89	5.29 \pm 1.02	5.91 \pm 0.83	20.48 \pm 1.92	5.67 \pm 0.87	0.70
Natal	32.60 \pm 2.26	12.18 \pm 1.34	5.61 \pm 0.97	9.33 \pm 1.22	5.78 \pm 0.64	0.76
Java	32.61 \pm 1.37	13.88 \pm 1.16	7.70 \pm 0.86	8.68 \pm 0.75	10.75 \pm 0.80	0.76
As. Island	34. 15 \pm 2.04	15.51 \pm 1.29	7.81 \pm 0.43	8.23 \pm 0.82	7.27 \pm 0.54	0.75
Samoa	36.15 \pm 1.78	9.05 \pm 0.83	7.36 \pm 0.41	5.56 \pm 0.67	12.48 \pm 0.99	0.72
Fiji	37.55 \pm 2.13	6.79 \pm 1.34	5.13 \pm 0.95	5.22 \pm 0.96	7.91 \pm 0.28	0.71
Réunion	64.66 \pm 3.94	6.33 \pm 1.55	4.38 \pm 1.12	3.82 \pm 0.89	0.07 \pm 0.03	0.90
Bauru	63.55 \pm 2.95	6.37 \pm 1.48	4.61 \pm 1.75	3.72 \pm 1.23	0.30 \pm 0.78	0.83
Irène	65.96 \pm 3.93	6.26 \pm 1.24	4.65 \pm 1.19	3.66 \pm 1.07	0.00 \pm 0.02	0.87
Springbok	64.95 \pm 3.42	3.71 \pm 1.67	3.19 \pm 1.61	3.60 \pm 1.09	0.01 \pm 0.39	0.84
Buenos Aires	75.70 \pm 4.05	1.07 \pm 1.40	0.02 \pm 0.54	2.55 \pm 1.03	0.00 \pm 0.39	0.85
Melbourne	82.61 \pm 5.07	1.09 \pm 171	0.83 \pm 1.60	2.10 \pm 1.02	0.00 \pm 0.48	0.93

Tableau 5. 2: Magnitude de la réponse du forçage (annuelle et semi-annuelle, flux solaire, QBO et ENSO) sur la variabilité totale de l'ozone pour chaque site. La réponse est donnée en pourcentage par unité normalisée du forçage

Stations	Oscillations annuelles	Oscillations semi-annuelles	Flux solaire	QBO	ENSO
Nairobi	1.66	1.52	1.60	3.04	2.15
Natal	1.96	1.73	1.59	2.95	-2.55
Java	1.87	1.90	1.88	2.55	2.87
As. Island	2.83	1.96	1.90	2.42	-3.08
Samoa	2.44	1.42	1.50	2.32	-3.47
Fiji	3.03	1.40	1.65	-1.44	-3.16
Réunion	5.56	1.27	1.26	-1.63	0.15
Bauru	4.71	1.19	3.49	-1.67	0.69
Irène	5.57	1.27	1.18	-1.80	0.04
Springbok	6.03	1.44	2.79	-1.81	-0.16
Buenos Aires	8.30	0.98	0.30	-1.90	-0.15
Melbourne	12.29	1.41	2.58	-2.05	0.23

L'application du modèle Trend-Run sur les données mensuelles de la TCO mesurée sur chaque site a permis de quantifier la part de contribution et la réponse de chaque forçage sur la variabilité totale de l'ozone. Les résultats des sorties du modèle sont présentés dans les tableaux 5.1 et 5.2. Ces résultats vont être analysés et discutés dans les sous sections ci-après.

5.3.1.1. Analyse de la contribution des forçages saisonniers

Les travaux présentés aux chapitres 3 et 4 permettent d'identifier les variations saisonnières (oscillations annuelles et semi-annuelles) comme étant le mécanisme qui contrôle le plus, la variabilité de l'ozone. Dans ce travail, les parts de contribution de ces oscillations sur la variabilité totale de l'ozone sont quantifiées et présentées dans les colonnes 1 et 2 du tableau 5.1. Les valeurs présentées montrent qu'à part Nairobi, les oscillations annuelles constituent le mode de variabilité de l'ozone le plus dominant sur tous les sites. Cependant, l'influence du cycle annuel apparaît plus importante pour les sites subtropicaux comparativement aux autres sites. Le pourcentage de contribution du cycle annuel augmente avec la latitude de Nairobi à Melbourne, dans le sens équateur – pôle sud. Il est de l'ordre de 20% au-dessus de Nairobi et atteint 82% au-dessus de Melbourne. Les magnitudes de la réponse des oscillations annuelles sur la variabilité de l'ozone sont présentées dans la colonne 2 du tableau 5.2. Cette réponse est positive sur tous les sites, ce qui signifie que la fonction annuelle modélisée est en phase avec le signal temporel réel de l'ozone. Toutefois, les valeurs de la réponse obtenue sur les sites subtropicaux sont les plus élevées. Elle

est évaluée à environ 12% par unité de la fonction annuelle normalisée sur Melbourne et varie approximativement entre 1% et 3% à partir de Fiji vers l'équateur.

Les parts de contribution des oscillations semi-annuelles sur la variabilité totale de l'ozone sont présentées dans la colonne 2 du tableau 5.1. Elles varient entre 1% et 15.5% sur l'ensemble des sites étudiés. Toutefois, le maximum de contribution s'observe sur les sites équatoriaux situés entre 5° et 10° S, plus précisément sur le site d'Ascension Island (7.98° S, 14.42° W). La contribution semi-annuelle diminue graduellement lorsqu'on s'éloigne de ce site, que ce soit vers le nord ou vers le sud. La réponse du forçage semi-annuel sur la variabilité de l'ozone est positive et sa magnitude est très élevée sur Java et Ascension comparativement aux 2 autres sites proches de l'équateur (Natal et Nairobi). Nous concluons que même si les oscillations semi-annuelles sont induites par le changement des régimes semi-annuels du vent zonal (est et ouest) à l'équateur, leur influence maximale ne s'observe pas sur les sites très proches de l'équateur, mais sur les sites localisés aux voisinages de 8° de latitude.

5.3.1.2. Analyse de la contribution de la QBO

L'oscillation quasi-biennale (QBO) constitue le forçage dynamique qui contrôle le plus la variabilité de l'ozone après les oscillations saisonnières. La relation entre QBO et ozone est illustrée et discutée au chapitre 4 où il est démontré que la signature biennale de l'ozone dans la région équatoriale et en phase avec l'indice de la QBO, mais elle est en opposition de phase par rapport à celle de la région tropicale et subtropicale. Toutefois, la limite entre les deux régimes (d'anomalies positives et négatives d'ozone) n'a pas été déterminée. Ce chapitre traite la contribution du forçage de la QBO dans la variabilité de la TCO et détermine la bordure entre les deux régimes quasi-biennaux de l'ozone.

Les valeurs de la réponse du forçage QBO sur la variabilité de l'ozone obtenues sur l'ensemble des sites sont utilisées comme indice de signature pour déterminer la bordure entre les deux régimes quasi-biennaux de l'ozone. Pour un site donné, si la réponse de la QBO sur la variabilité de l'ozone est positive, le signal temporel de l'ozone évolue de la même façon que le signal temporel de l'indice de la QBO ; par contre, si la réponse de la QBO est négative, cela veut dire que le signal temporel de l'ozone est en opposition de phase avec le signal de l'indice de la QBO. Les valeurs des réponses de la QBO sur l'ozone calculées par le modèle Trend-Run à cet effet sont affichées à la colonne 5 du tableau 5.2. On observe à travers cette colonne des réponses positives d'une part avec une magnitude qui diminue avec la latitude, de Nairobi (1.27° S) jusqu'à Samoa (14.13° S). On observe d'autre part des réponses négatives et décroissantes avec la latitude de la QBO à partir de Fiji (18.13° S) vers le sud. Ces résultats sont conformes à ceux rapportés par Chehade et al. (2014). Ces derniers ont étudié l'influence de quelques forçages atmosphériques sur la variabilité de l'ozone à partir d'un modèle de régression multiple et ils ont obtenu des coefficients positifs de la QBO entre 0° et 15° S et des coefficients négatifs à partir de 15° S vers les hautes latitudes. En s'appuyant sur les résultats obtenus et présentés dans ce paragraphe et en se référant des

travaux de Chehade et al. (2014), on peut alors conclure que le changement du régime quasi-biennal de l'ozone se produit aux environs de 15° S de latitude.

Les résultats présentés à la colonne 5 du tableau 5.2 montrent que la contribution de la QBO sur la variabilité de l'ozone est importante sur tous les sites étudiés, confirmant que le régime du vent zonal au-dessus de l'équateur ne module pas seulement la variabilité de l'ozone aux latitudes tropicales, mais il influence aussi les régions subtropicales. Par contre, l'influence de la QBO sur la variabilité de l'ozone total est très prononcée sur les sites équatoriaux, où sa contribution moyenne est évaluée à 11.68%. Le forçage maximum dû à la QBO sur l'ozone total est obtenu à Nairobi, avec une valeur estimée à environs 21%. Globalement, on constate que la QBO présente une signature méridionale avec un gradient négatif de l'équateur vers les latitudes moyennes. Dans ce travail, la plus faible contribution de la QBO est obtenue sur le site de Melbourne dans le subtropique (2.10% environ).

5.3.1.3. Analyse de la contribution ENSO

La 6^{ème} colonne du tableau 5.1 présente le pourcentage de contribution du forçage ENSO sur la variabilité interannuelle de l'ozone pour chaque site. Les résultats présentés dans le tableau montrent clairement que le forçage ENSO ne contribue pas beaucoup à la variabilité de l'ozone au-dessus des sites subtropicaux. On constate que la contribution de l'ENSO sur la variabilité de l'ozone est inférieure à 1% à partir de la Réunion (21.06°) vers le sud. Par contre, elle augmente sensiblement pour les autres sites situés entre l'équateur et 19°S. En plus, dans cette bande de latitude (0°-19° S), nous avons constaté que la contribution de l'ENSO est plus élevée sur les sites situés entre 6° S et 19° S par rapport aux sites localisés entre 0° et 6° S. La contribution moyenne de l'ENSO sur les 4 sites situés dans la bande 6°-19° S est de 9.40%, alors qu'elle est estimée à 5.73% en moyenne dans la bande 0-6°S. Ces résultats montrent que l'influence de l'ENSO est statiquement plus importante dans la zone tropicale que dans la zone équatoriale. Ce résultat est en cohérence avec les conclusions de Zerefos et al. (1992). Ils ont en effet rapporté que si les signatures des oscillations saisonnières, de la QBO et du flux solaire sont enlevées sur le signal temporel de l'ozone des régions tropicales, une large partie du reste de la variabilité serait expliquée par les événements ENSO. En plus de son influence tropicale, la contribution de l'ENSO sur la variabilité de l'ozone aux tropiques est caractérisée par une signature zonale (Randel et Thompson, 2011; Logan et al., 2008; Ziemke et Chandra, 2003; Ziemke et al., 2010; Chandra et al., 1998 et 2007). Cette signature zonale est aperçue dans ce travail à partir de Fiji vers l'équateur et elle s'exprime par de fortes contributions de l'ENSO sur les sites localisés dans le Pacifique (Fiji, Samoa et Java), en comparaison avec les autres sites localisés à l'ouest (Ascension Island, Natal et Nairobi). Nous avons ensuite remarqué que la contribution de l'ENSO estimée sur l'île de l'Ascension est supérieure à celles obtenue pour Nairobi et Natal. Nous estimons que la contribution élevée de l'ENSO observée sur l'île de l'Ascension comparativement à Natal et Nairobi est due au fait que l'île est situé au large de l'océan Atlantique et qu'il existe une connexion de l'évènement ENSO entre les océans Atlantique et Pacifique. Notons que l'ENSO est un phénomène dû aux

interactions océan-atmosphères générées dans le Pacifique. La faible contribution de l'ENSO sur l'ozone observée sur Natal et Nairobi peut être donc expliquée par le caractère continental de ces deux sites.

La magnitude de la réponse du signal de l'ENSO obtenue par le modèle est analysée afin d'étudier l'impact des événements ENSO sur l'évolution de l'ozone sur les différents sites. Il est important de rappeler que l'influence de l'ENSO sur la variance de l'ozone est essentiellement observée sur l'ozone troposphérique (Randel et Thompson, 2011 ; Ziemke et Chandra, 2003). Toutefois, du fait de la variabilité saisonnière très faible de l'ozone stratosphérique aux tropiques (Ziemke et al., 1998), les variations de l'ozone troposphérique durant les événements ENSO (essentiellement lors des échanges troposphère-stratosphère) peuvent affecter significativement le bilan de l'ozone stratosphérique, donc la variabilité de la TCO. Comme la variation temporelle de l'indice ENSO utilisé dans ce travail est caractérisée par des valeurs positives pendant El-Niño (cf. figure 5.1), une réponse positive (négative) du signal ENSO sur l'ozone sur un site donné indique que les événements chauds (froids) de l'ENSO contribuent à une augmentation (diminution) de l'ozone au-dessus de ce site. La magnitude de la réponse de l'ENSO calculée par le modèle sur chaque site est affichée à la dernière colonne du tableau 5.2. Les valeurs de la réponse de l'ENSO sont positives pour les sites subtropicaux (sauf Springbok et Buenos Aires) et négatives dans les sites tropicaux et équatoriaux, à l'exception de Java et Nairobi où des valeurs positives sont enregistrées. Les réponses négatives de l'ENSO sur l'ozone aux tropiques sont liées au renforcement du transport des masses d'air riches en ozone des tropiques vers les subtropiques, suite à l'accélération de la circulation de Brewer-Dobson pendant les événements chauds de l'ENSO (Rieder et al., 2013; Randel et al., 2009; Frossard et al., 2013; Chehade et al., 2014). Il est par ailleurs rapporté par Rieder et al. (2013) que les événements El-Niño conduisent à une augmentation fréquente de la température dans la basse stratosphère et un soulèvement de la tropopause. Ce phénomène implique une diminution de l'ozone dans les tropiques et une augmentation de l'ozone dans les subtropiques, comme expliqué au chapitre 4. Ce mécanisme explique pourquoi la réponse de l'ENSO est positive sur les sites Bauru, Irène et Melbourne. Les événements El-Niño aux tropiques entraînent une suppression des mouvements convectifs au-dessus du Pacifique ouest ce qui conduit à des anomalies positives à l'ouest, tandis que la convection des masses d'air est renforcée dans le Pacifique est, conduisant souvent à des anomalies négatives d'ozone dans cette région (Ziemke et Chandra, 2003). Ce mécanisme constitue la raison pour laquelle la réponse ENSO sur l'ozone est positive sur Java à l'ouest du Pacifique et négative sur Samoa et Fiji à l'est du Pacifique. La connectivité océanique entre le Pacifique ouest et l'Océan Indien peut constituer une des raisons qui explique la présence d'indices positifs de l'ENSO à la Réunion dans l'ouest de l'océan Indien et à Nairobi dans l'est du continent africain. Nous supposons que l'observation des valeurs d'indice négatives de l'ENSO sur Springbok et Buenos Aires est liée à la connectivité entre le sud-ouest de l'océan Atlantique et l'est de l'océan Pacifique où les événements El-Niño engendrent des anomalies négatives d'ozone. Toutefois, d'autres analyses sont nécessaires pour confirmer cette supposition étant donné que les deux sites (Springbok et Buenos Aires) se trouvent aux subtropiques.

5.3.1.4. Analyse de la contribution du cycle solaire

L'implication effective des flux solaires sur la variabilité de l'ozone est mise en évidence au chapitre 3 où une période de retours d'environ 11 ans est aperçue sur la variation de l'ozone. Il a été démontré au chapitre 4 que de fortes anomalies d'ozone peuvent être observées pendant des périodes de faible/haute activité solaire. Ces démonstrations permettent de mettre en relation la variabilité de l'ozone et l'activité du flux solaire. La figure 5.5 (bas) présente la variation de la moyenne annuelle de l'ozone normalisée entre janvier 1998 et décembre 2012 sur les trois régions d'étude. La figure 5.5 (haut) présente la variation moyenne annuelle du flux solaire mesuré sur la même période (1998-2012). Le cycle solaire de 11 ans apparaît sur la variation annuelle de la TCO présentée à la figure 5.5 (bas). De faibles (fortes) valeurs annuelles d'ozone sont observées durant la période d'activité minimum (maximum) du flux solaire, confirmant la relation existante entre la production de l'ozone et le flux solaire incident. Des résultats similaires sont reportés par Efstathiou et Varotsos, (2013) en utilisant une combinaison de mesures satellites (Nimbus-7, Meteors-3, TOMS et OMI). La comparaison entre les valeurs annuelles des TCO quand l'activité solaire est à son maximum en 2001 et celles enregistrées en 2008 quand l'intensité du flux solaire est à son minimum, donne une bonne indication sur l'importance de l'activité du cycle solaire sur la variation de l'ozone. Il est observé entre l'année où l'intensité du flux solaire est maximale (2001) et l'année où l'intensité est minimale (2008), une variation de l'ozone totale estimée à environ 1.05%, 1.52% et 1.60% respectivement au niveau des régions équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c). On suppose que ces taux de variation de l'ozone observés sont associés, en partie, à la variation de l'activité solaire. Zerefos et al. (1997) ont montré que le flux solaire contribue à la variation de l'ozone de 1 à 2% par décade. Il est donc tout à fait raisonnable d'observer dans le cas du présent travail une variation de la TCO d'environ 1-2% sur 8 ans (2001-2008). Cependant, le taux de variation de l'ozone observé entre l'année de fort activité et celle de faible activité solaire, augmente lorsqu'on s'éloigne de l'équateur. Ces observations sont en accord avec les résultats obtenus par Gray et al. (2010).

Etant donné que l'indice du flux solaire est parmi les paramètres utilisés dans le modèle de régression Trend-Run, le pourcentage de contribution et la réponse du flux solaire sur la variabilité de l'ozone sont quantifiés. Les valeurs des réponses du flux solaires sur la variabilité totale de l'ozone sont présentées à la quatrième colonne du tableau 5.2. La réponse obtenue sur chacun des sites est positive. Ce résultat indique que le cycle solaire est en phase avec la variation de l'ozone, en accord avec le rapport du WMO/OMM, (2014). Une augmentation (diminution) de l'activité du flux pourrait conduire à une augmentation (diminution) de la concentration de l'ozone. La magnitude de la réponse du flux solaire sur la variabilité de l'ozone est estimée en moyenne à 1.57% par unité d'indice du flux solaire sur l'ensemble des sites étudiés. La contribution du flux solaire sur la variabilité de l'ozone total varie approximativement entre 0.03% et 7.81%. Le maximum de contribution du flux solaire s'observe sur Ascension Island dans la région équatoriale et le minimum sur Buenos Aires dans le subtropique. Cette observation permet de confirmer que la part de contribution du flux solaire sur la variabilité totale de l'ozone est plus élevée sur la région

équatoriale par rapport aux autres régions. On remarque en plus, une forte similitude entre la variation de la contribution du flux solaire et celle du forçage semi-annuel. En effet, la contribution du flux solaire est à son maximum sur l'île de l'Ascension et elle diminue graduellement lorsqu'on s'éloigne de cette zone qu'il soit vers l'équateur ou vers le subtropique. Ce même comportement est observé aussi dans le cas de la contribution du cycle semi-annuel. Ce qui suggère que les variations semi-annuelles sont modulées en partie par l'activité solaire. Nous remarquons que la valeur moyenne de la contribution du flux solaire calculée, en considérant la totalité des sites, est d'environ 4.77%. Cette valeur est supérieure au 3% rapporté par WMO/OMM, (2010 et 2014). La différence est probablement liée à la couverture spatiale (notre étude se limite aux tropiques et subtropiques) et/ou temporelle des données utilisées (inférieure à 2 cycles complets du cycle solaire)

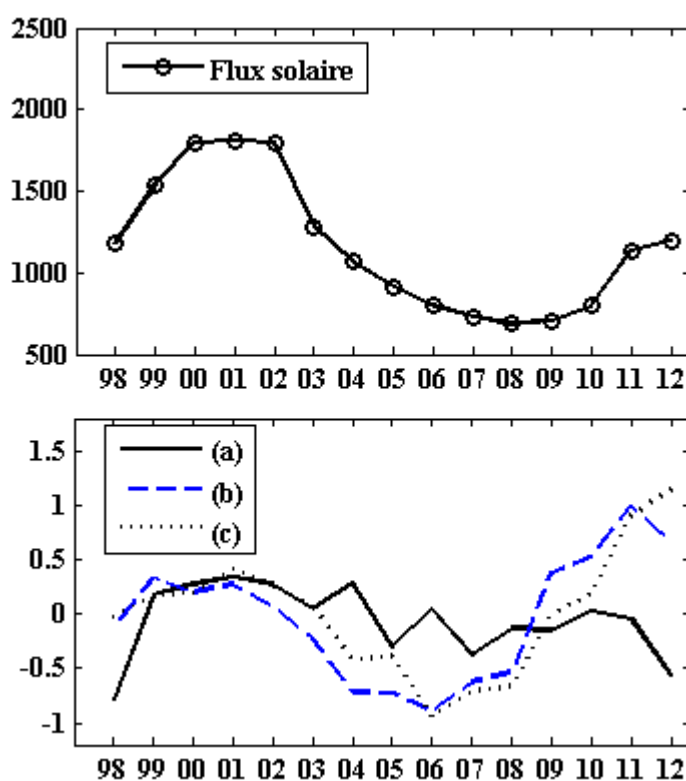


Figure 5. 5 : Variations annuelles du flux solaire 1.07 cm (haut) et des moyennes annuelles normalisées des TCO (bas) enregistrées pendant la période 1998-2012 au-dessus des régions équatoriale (a) , tropicale (b) et subtropicale (c).

5.3.2. Quantification de la variabilité suivant la distribution verticale

L'objectif de cette section est d'analyser le comportement de chaque forçage sur la variabilité de l'ozone dans la tranche d'altitude 15-30 km. Le travail est réalisé à partir des distributions verticales des concentrations d'ozone présentées à la figure 5.3. Les données sont interpolées par pas de 0.1 km, ce qui donne 150 niveaux dans la tranche d'altitude 15-30 km. Le modèle est appliqué sur chaque niveau d'altitude. Notons que la contribution du flux solaire obtenu est très faible sur cette gamme d'altitude. De ce fait les résultats en rapport avec le flux solaire ne sont pas présentés et discutés dans cette section.

5.3.2.1. Analyse des contributions des oscillations saisonnières (AO et SAO)

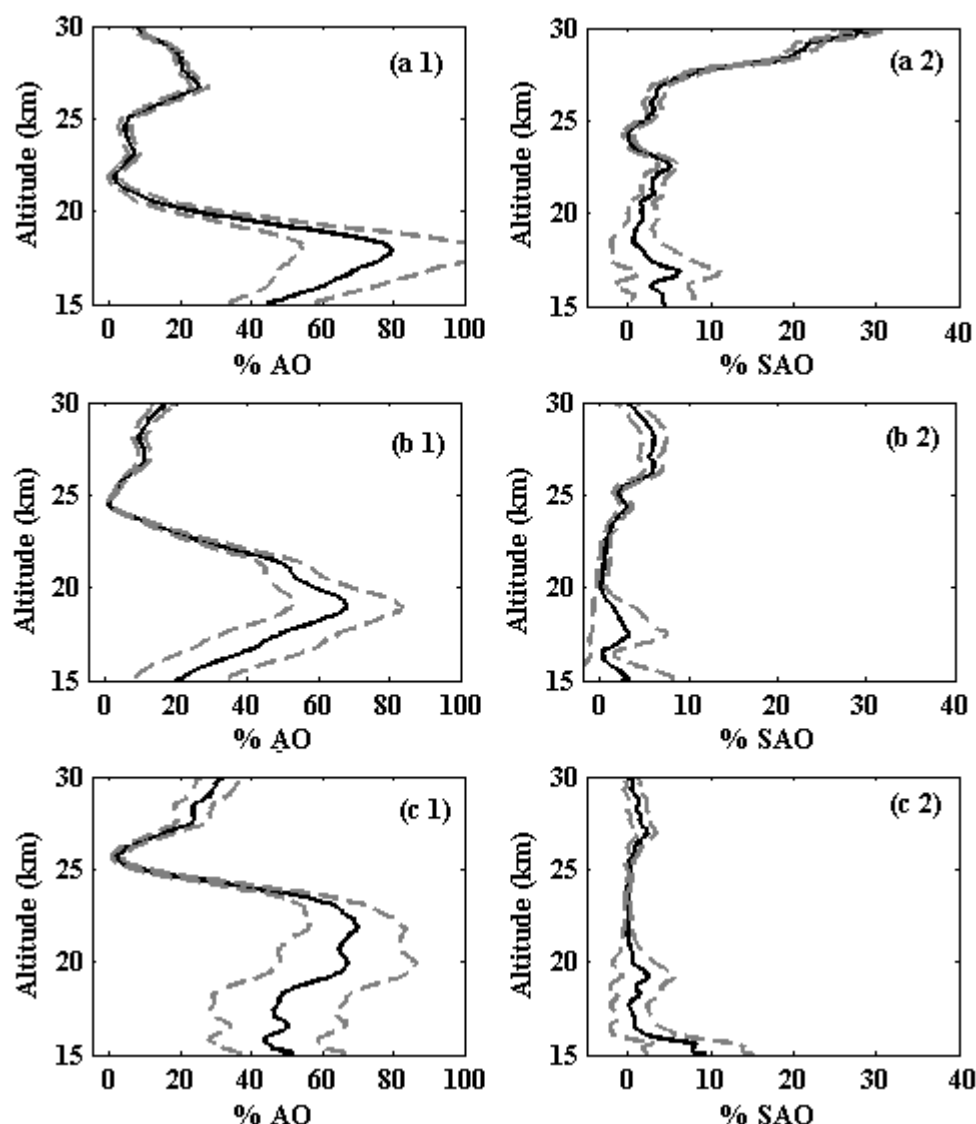


Figure 5.6 : Profils des pourcentages de contributions des oscillations annuelles, AO (à gauche) et semi-annuelles, SAO (à droite) obtenus à partir du modèle Trend-Run appliqué aux profils d'ozone mesurés au-dessus des régions équatoriale (en haut), tropicale (au milieu) et subtropicale (en bas). Les écart-types (lignes pointillées) par rapport à la moyenne de la contribution exprimée en pourcentage sont également représentés.

Les pourcentages de contributions des oscillations annuelle et semi-annuelle sur la variabilité totale de l'ozone entre 15 km et 30 km sont présentés à la figure 5.6. Il se trouve que les variations saisonnières constituent le mode de variabilité dominante de l'ozone dans la basse stratosphère. Dans la région équatoriale, le cycle annuel s'observe clairement au-dessous de 20 km et explique plus de 40% de la variabilité à l'UT-LS (haute troposphère-basse stratosphère). Aux environs de la tropopause équatoriale, la contribution du cycle annuel est d'environ 80% (figure 5.6, a1). Ceci peut être expliqué par les échanges troposphère-stratosphère qui se produisent saisonnièrement entre les tropiques et les subtropiques. On peut noter parmi ces échanges, les masses d'air troposphérique qui rentrent par convection dans la stratosphère

en été à travers la tropopause et les intrusions stratosphériques dans la troposphère en hiver. Nous remarquons que le cycle annuel contribue plus de 40% à la variabilité au-dessus de la région équatoriale entre 15 km et 20 km ; par contre c'est sur la tranche d'altitude 17.5-22 km que plus de 40% de la variabilité est expliqué par le cycle annuel aux tropiques. De plus, la contribution maximale des oscillations annuelles s'observe à 18.4 km dans la région équatoriale alors qu'elle est à 19.5 km aux tropiques. Ces résultats supposent qu'au-dessous de 25km, le forçage du cycle annuel sur la variabilité de l'ozone augmente avec l'augmentation de l'altitude et de la latitude. En effet, au niveau des subtropiques, le cycle annuel de l'ozone est dominant avec une contribution de plus de 40% de 15 km jusqu'aux environs de 24.7 km.

La présence du signal à cycle annuel sur une large bande d'altitude (15-24.7 km) aux subtropiques permet de comprendre pourquoi la contribution du forçage annuel à la variabilité de la TCO est très élevée aux subtropiques par rapport aux autres régions. Notons que le cycle annuel observé sur l'évolution temporelle de l'ozone au-dessous de 24.7 km est fortement liée à la dynamique. Par contre, la présence d'un cycle annuel au-dessus de la région du maximum d'ozone (25-27 km) est en rapport avec la photochimie. Nous avons obtenu une contribution de plus de 10% pour les oscillations annuelles sur les trois régions au-dessus de 27 km. Ici la contribution augmente avec l'augmentation de l'altitude surtout aux tropiques et aux subtropiques. Avec ces résultats, nous supposons la présence d'une forte signature du cycle annuel au-dessus de 30 km au niveau des régions tropicales et subtropicales. La contribution moyenne des oscillations annuelles aux subtropiques à 30 km représente 30% de la variabilité alors qu'elle représente moins de 20% sur le même niveau d'altitude aux tropiques et en région équatoriale. Ces résultats démontrent l'implication effective de la chimie stratosphérique sur le cycle annuel de l'ozone dans la région subtropicale en comparaison avec les deux autres régions. L'application du modèle Trend-Run sur la distribution verticale de l'ozone a permis d'identifier et séparer les gammes d'altitude affectées par la chimie ou le transport annuel de l'ozone au-dessous de 30 km.

La signature du cycle semi-annuel est observée de façon claire dans la région équatoriale au-dessus de 27 km, où sa contribution explique plus de 10% de la variabilité totale de l'ozone (figure 5.6, a2). Dans la tranche d'altitude 27-30 km, les oscillations semi-annuelles augmentent avec l'augmentation de l'altitude au-dessus de la région équatoriale. Elle explique environ 30% de la variabilité de la distribution de l'ozone à 30 km au-dessus de la région équatoriale. Ceci montre une influence significative des oscillations semi-annuelles au-dessus de 30 km. Effectivement, Les travaux réalisés au chapitre 4 avaient déjà mis en évidence une signature du cycle semi-annuel sur la variation saisonnière du rapport de mélange d'ozone avec une composante maximale entre 30 km et 35 km en région équatoriale. Mzé et al. (2010) ont de même observé un cycle semi-annuel sur la climatologie de l'ozone entre 27 km et 36 km avec une amplitude maximale localisée à 31 km sur les sites équatoriaux. Le résultat présenté ici souligne la capacité du modèle Trend-Run à restituer ces oscillations semi-annuelles et de quantifier leurs contributions. La part de contribution des oscillations semi-annuelles dans cette bande d'altitude 27-30 km est évaluée d'environ 5% au-dessus de la région tropicale et elle représente moins de 2% aux subtropiques. Ces résultats sont

conformes à ceux présentés au paragraphe 5.3.1 qui stipule que le forçage des oscillations semi-annuelles diminue avec l'augmentation de la latitude vers le sud.

5.3.2.2. Analyse des contributions de la QBO

Les pourcentages de contributions des oscillations quasi-biennales sur la variabilité des distributions d'ozone entre 15 km et 30 km sont présentés à la figure 5.7 (équatoriale (a1), tropicale (b1) et subtropicale (c1)). On observe une forte contribution de la QBO au-dessus de la région équatoriale entre 20 km et 28 km. On peut voir sur la figure 5.7 (a1) que la QBO constitue un forçage dynamique prépondérant sur la variabilité de l'ozone en région équatoriale entre 20 et 28 km. Elle y explique plus de 30% de la variabilité de l'ozone. En effet, on observe 2 pics qui atteignent environ 60% localisés à 21.5 km et 25 km. Pour rappel, la signature de la QBO sur l'ozone dans cette bande d'altitude est due à la propagation des régimes quasi-biennaux du vent zonal à l'équateur, conduisant à des anomalies positives (négatives) d'ozone lorsque qu'on est en phase d'ouest (est) (Randel et Thompson 2011; Lee et al., 2010; Butchart et al., 2003). Randel et Thompson, (2011) ont aussi montré l'existence d'une forte signature de la QBO avec une large amplitude au-dessus des tropiques dans la bande d'altitude 20-27 km. Le mode de variation du profil de contribution de la QBO aux tropiques (figure 5.7 b1), entre 20 km et 28 km, est similaire à celui observé dans la même tranche d'altitude au-dessus de la région équatoriale. On observe aux tropiques deux pics localisés à 21.5 km et aux environs de 25 km comme cela est observé aussi au-dessus de la région équatoriale. Cependant, la contribution maximale de la QBO enregistrée aux tropiques est d'environ 12% alors qu'elle est estimée à 60% au-dessus de la région équatoriale. Aux subtropiques, la contribution maximale de la QBO est observée autour de 20-28 km d'altitude. Sa valeur est largement inférieure à celle de la région tropicale. Ces résultats confirment deux choses :

- L'influence de la QBO sur la variabilité de l'ozone diminue généralement avec l'augmentation de la latitude vers le sud.
- La signature du cycle quasi-biennal sur l'ozone est prépondérante dans la tranche d'altitude 20-28 km.

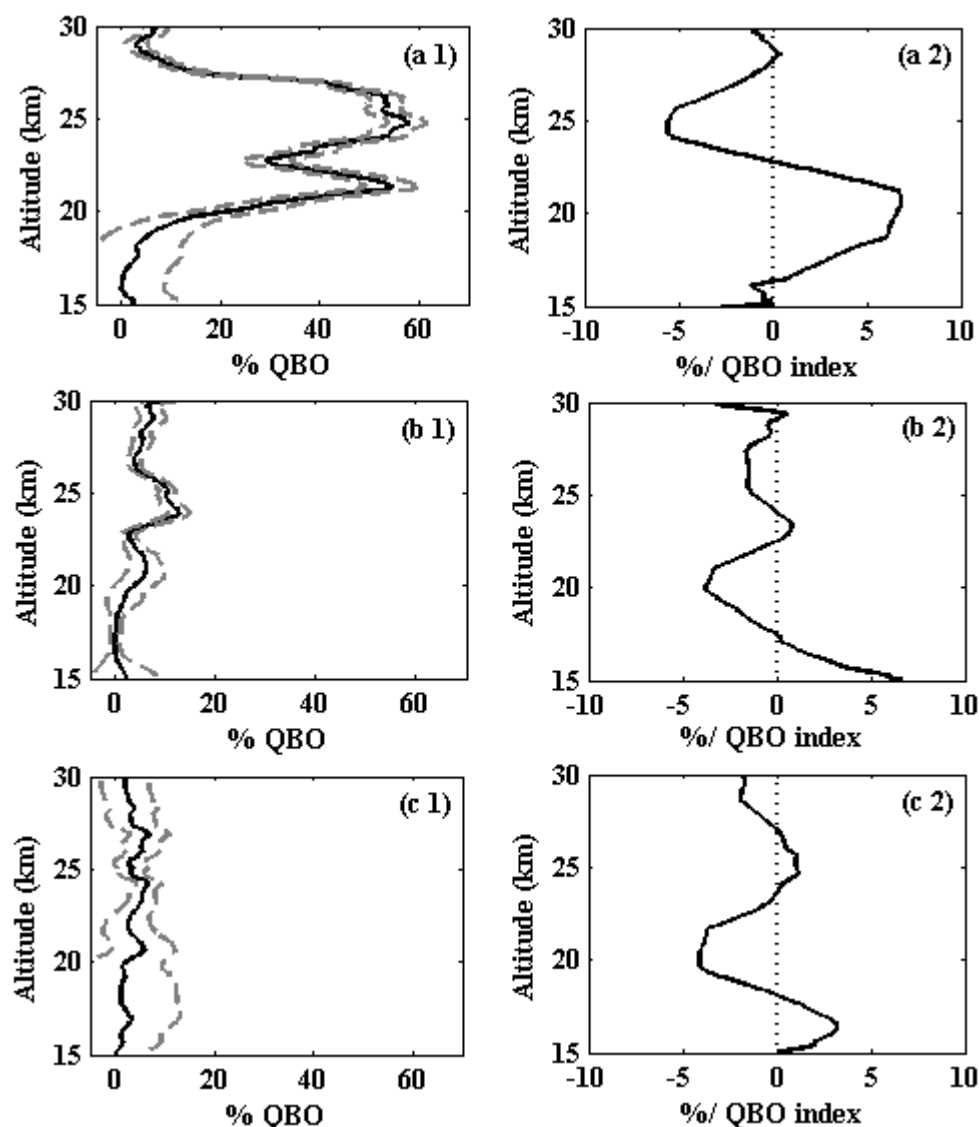


Figure 5. 7 : Profils (en%) des pourcentages de contributions (gauche) de la QBO et de réponses en pourcentage par indice de la QBO (droite) obtenus à partir du modèle Trend-Run appliqué aux profils d’ozone mesurés au-dessus des régions équatoriale (haut), tropicale (milieu) et subtropicale (bas). Les lignes grises sont les écart-types par rapport à la moyenne de la contribution exprimée en pourcentage.

Il est important de rappeler que l’indice de la QBO est positif (négatif) lorsque le vent zonal à l’équateur est en phase d’ouest (d’est). Lorsque la réponse de la QBO sur la variance de l’ozone est positive sur un niveau d’altitude donné, cela signifie que le signal quasi-biennal de l’ozone est en phase avec l’indice de la QBO et ils sont en opposition de phase dans le cas contraire. Le profil de la réponse de la QBO au-dessus de la région équatoriale indique des valeurs positives au-dessus de 23 km et des valeurs négatives en dessous. Ces résultats indiquent que le régime d’ouest de la QBO contribue significativement à la variation interannuelle de l’ozone dans la basse stratosphère au-dessous de 23 km. Par contre, l’influence du régime du vent zonal d’est à l’équateur est plus importante au-dessus de 23 km (figure 5.7, a2). Avec le modèle Trend-Run, il a été possible d’identifier la signature quasi-biennale de l’ozone subtropicale qui demeure en opposition de phase avec celle de la région équatoriale. La figure 5.7 (c2) présente le profil de la réponse de la QBO sur la région subtropicale. Ce profil est en opposition de phase avec celui de la région équatoriale.

Cette opposition entre les deux régions s'observe entre 20-28 km d'altitude où la signature de la QBO sur l'ozone est clairement observée. Ainsi, le régime d'est de la QBO contribue d'avantage à la variabilité de l'ozone subtropicale au-dessous de 23 km et le régime d'ouest au-dessus de 23 km. Cependant, l'amplitude de la réponse aux subtropiques varie entre $\pm 5\%$ alors qu'elle se définit au-sein de $\pm 7\%$ (par unité de QBO normalisé) au niveau de la région équatoriale. Ces résultats réaffirment le rôle important de la QBO sur la variabilité de l'ozone en zone équatoriale par rapport aux autres régions.

5.3.2.3. Analyse des contributions l'ENSO

Les contributions du forçage ENSO à la variabilité de l'ozone entre 15 km et 30 km sont présentées à la figure 5.8 (équatorial (a1), tropicale (b1) et subtropicale (c1)). Ces profils montrent que l'effet des événements ENSO affecte faiblement l'ozone subtropical. Par contre aux tropiques, la contribution et la réponse de l'ENSO sur la variabilité de l'ozone paraissent importantes au-dessous de 25 km. L'observation de cette signature au-dessous de 25 km indique que l'influence de ce forçage est importante dans la troposphère et dans la basse stratosphère. Dans la basse stratosphère, cette signature s'observe dans la bande d'altitude 20-25 km avec des contributions maximales d'environ 15% et 13% respectivement en région tropicale à 23 km et en région équatoriale à 21 km. La réponse de l'ENSO associée à cette contribution dans la basse stratosphère équatoriale oscille avec une amplitude variant de -8% à +4% (figure 5.8 a2 et b2). La réponse de l'ENSO sur la région tropicale est pratiquement négative (figure 5.8, b2). Par contre, on relève au niveau de la région équatoriale des valeurs d'indice positives et négatives respectivement au-dessus et au-dessous de 23 km. Il est important de rappeler que l'observation des valeurs positives (négatives) d'indice du forçage ENSO indique que le MEI (Multivariant ENSO index) est en phase (opposition de phase) avec le signal temporel de l'ozone. Nous avons précédemment expliqué que si la contribution de l'ENSO conduit à une augmentation (diminution) de la quantité d'ozone, alors sa réponse sur la variabilité de l'ozone est positive (négative). Les résultats présentés à la figure 5.8 montrent que les événements El-Niño conduisent à une diminution de l'ozone aux tropiques mais ils contribuent parallèlement à l'augmentation de l'ozone équatoriale entre 23 km et 26 km. Il est reporté dans des études antérieures (Ziemke et Chandra, 2003; Rieder et al., 2013) que l'influence de l'ENSO sur l'ozone stratosphérique est liée à la variation de la hauteur de la tropopause et est associée à une diminution (augmentation) de l'ozone due à un renforcement (diminution) de la convection tropicale durant les événements chauds de l'ENSO. Nos résultats suggèrent donc que le renforcement de la convection au-dessus de la région équatoriale à partir des événements ENSO affecte généralement la très basse stratosphère conduisant à une diminution de l'ozone au-dessous de 23 km, tandis que la diminution de la convection présente généralement une réponse positive sur la variance de l'ozone au-dessus de 23 km. Cependant, l'amplitude associée à la réponse négative de l'ENSO est la plus importante (-13%). Nous pouvons ainsi déduire que la contribution ENSO à la variabilité de l'ozone est plus importante lors du renforcement de la convection tropicale. Des résultats similaires sont reportés par Randel et Thompson,

(2011). Les auteurs ont observé une large variation de l’ozone aux tropiques liée à la variabilité des évènements ENSO.

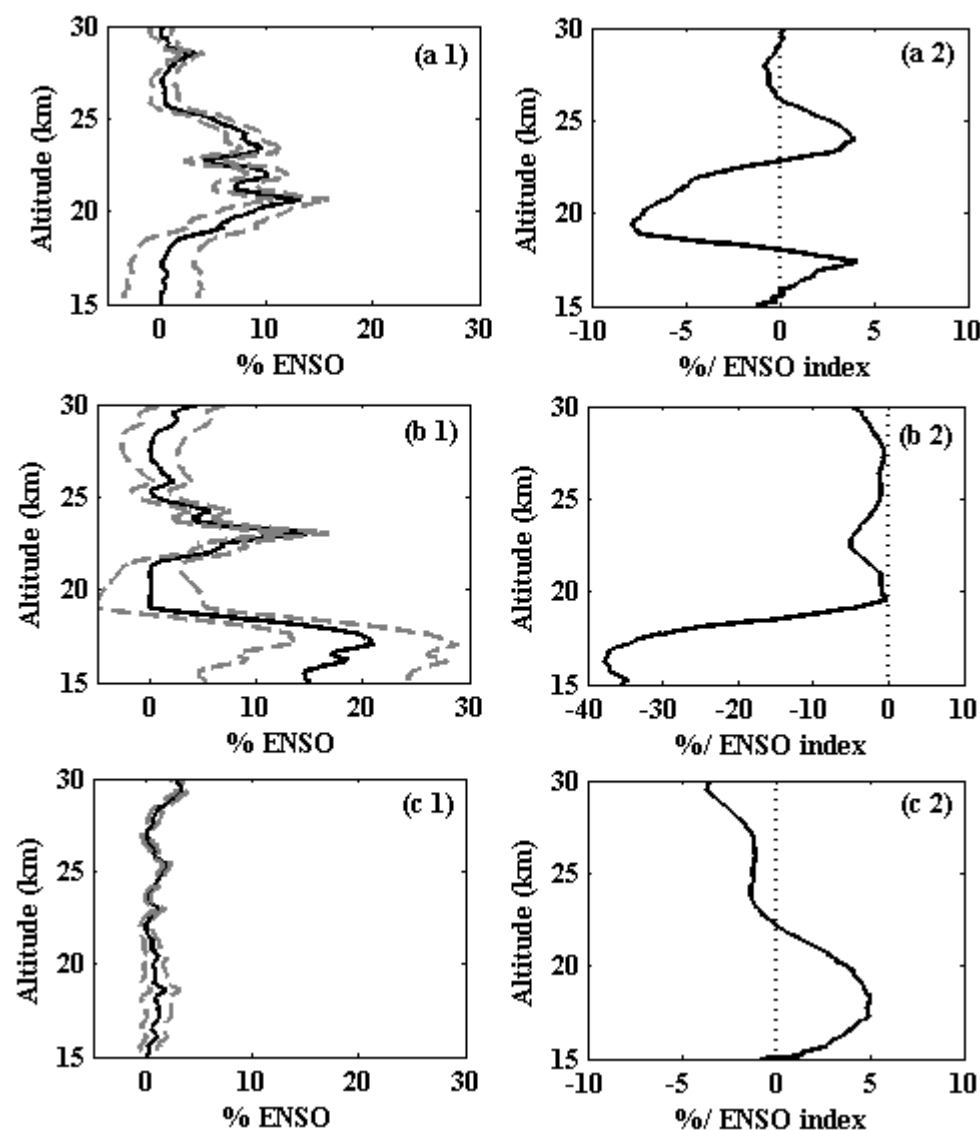


Figure 5. 8 : Idem que la figure 5.7 mais pour l’oscillation ENSO : régions équatoriale (en haut), tropicale (au milieu) et subtropicale (en bas). Les lignes grises représentent les écarts-types par rapport à la moyenne de la contribution exprimée en pourcentage.

A partir de la troposphère jusqu’aux environs de 20 km, le forçage ENSO présente une contribution significative à la variabilité de l’ozone tropicale (figure 5.8, b1). Cette contribution s’explique par la localisation des sites Fiji et Samoa (région est de l’océan Pacifique, très influencée par les événements ENSO). La contribution de l’ENSO est ici supérieure à 10% au-dessous de 18.7 km avec un pic de 21% autour de 17 km. Cette contribution est plus élevée par rapport à celle observée dans la basse stratosphère. Ces résultats permettent de conclure que l’influence de l’ENSO sur la variabilité est plus forte à la troposphère qu’à la stratosphère. D’ailleurs, la réponse de l’ENSO présente une large amplitude (38% par unité d’indice ENSO normalisé) dans la troposphère par rapport à la basse stratosphère. Nous avons

précédemment expliqué que cette réponse indique une diminution de l’ozone aux tropiques suite au renforcement du mouvement convectif tropical ascendant pendant la période des événements chauds de l’ENSO (Randel et Thompson, 2011; Randel et al., 2009; Calvo et al., 2010), impliquant également une augmentation de l’ozone aux subtropiques.

5.4. Estimation des tendances

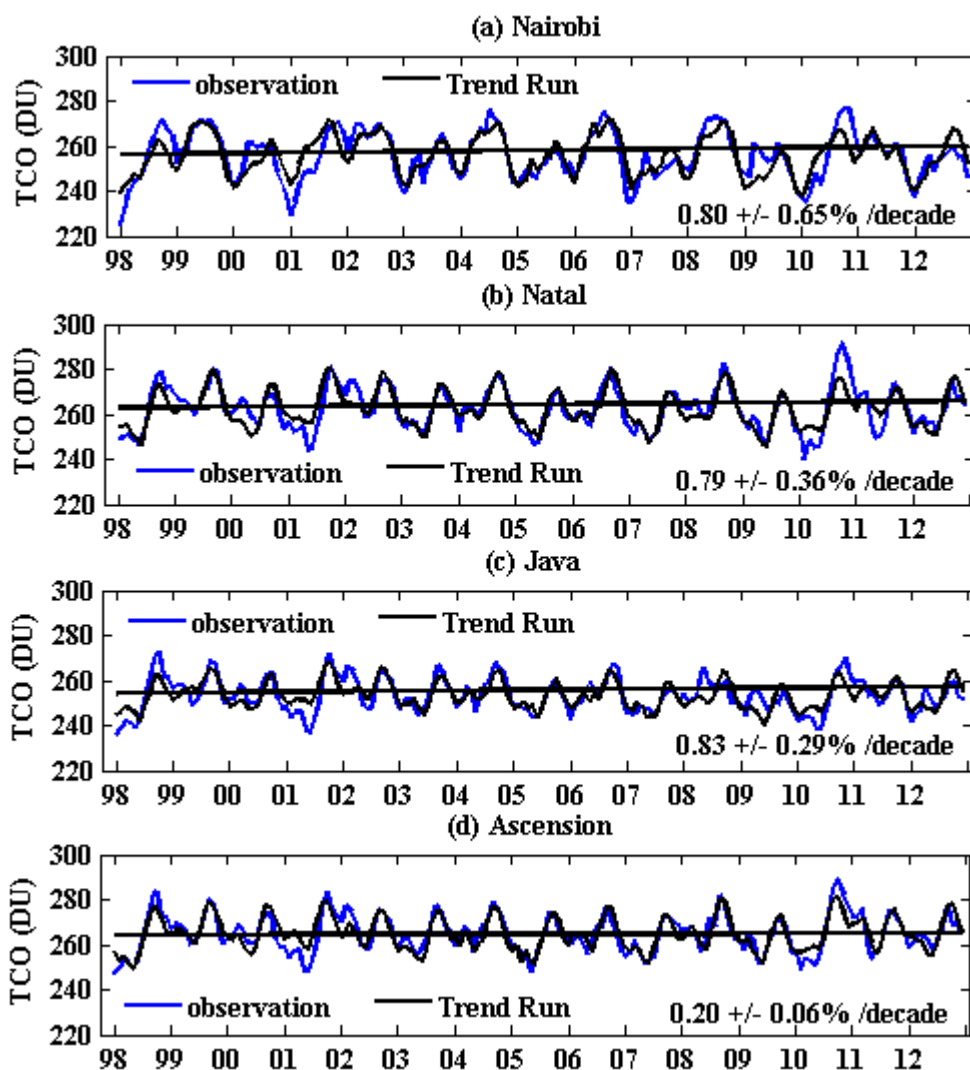
L’étude de la tendance de l’ozone dans les différents sites d’études est réalisée à partir du modèle Trend-Run présenté à la section 2. Parmi les entrées du modèle figure une fonction linéaire permettant de calculer la tendance de l’ozone durant la période d’observation considérée (janvier 1998- décembre 2012). Il a été possible d’évaluer, comme pour tous les forçages utilisés, la contribution de la fonction tendance sur la variabilité totale de l’ozone et d’en déduire la tendance de l’ozone. Etant donné que la tendance est représentée à partir d’une fonction linéaire, sa réponse sera positive (négative) si l’ozone présente une tendance temporelle à la hausse (baisse).

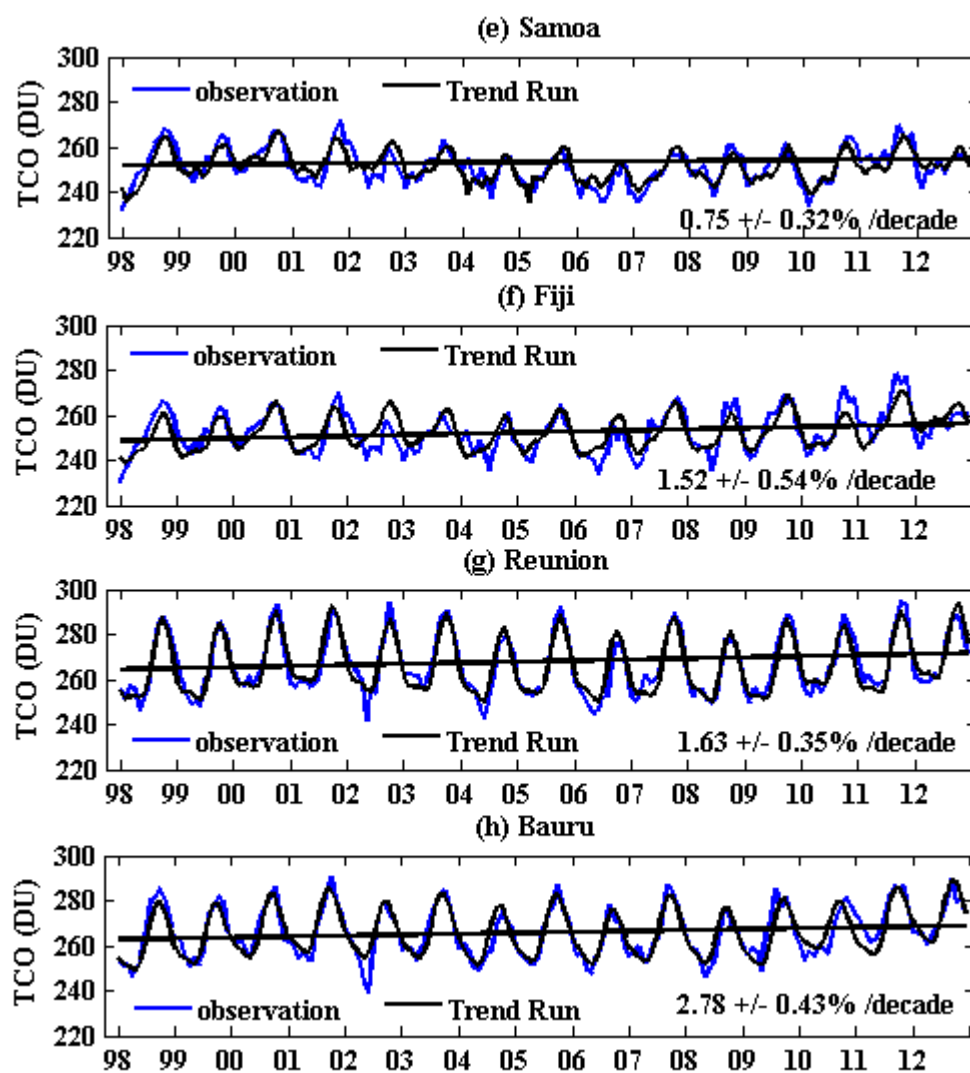
5.4.1. Analyse de la tendance de la colonne totale de l’ozone

L’analyse de la tendance de la TCO est effectuée sur chacun des 12 sites concernés par cette étude. Les résultats sont affichés sur la figure 5.9. Les courbes en bleu indiquent les valeurs mensuelles de l’ozone mesurées sur les différents sites et les courbes en noir représentent les valeurs mensuelles de l’ozone restituées par le modèle. Les valeurs des tendances sont exprimées en pourcentage par décennie. Les valeurs de tendances affichées à la figure 5.9 sont toutes positives. Ceci indique une augmentation de la colonne totale de l’ozone durant cette période d’observation. Cependant, on observe des tendances inférieures à 1% par décennie entre Samoa et l’équateur et des valeurs de tendance supérieures à 1.5 % par décennie à partir de Fiji (18.13° S) vers le sud, à l’exception de Buenos Aires où une tendance moyenne de 0.33% par décennie est enregistrée. Ces résultats signifient qu’il y a un retard sur le recouvrement de la couche d’ozone au niveau du réservoir tropical (20°N-20°S) comparativement aux subtropiques où une augmentation décennale de la couche d’ozone est nettement observée. Nous avons noté une tendance moyenne positive de $1.27 \pm 0.4\%$ par décennie sur l’ensemble de nos sites. Ces résultats sont en parfait accord avec ceux rapportés par WMO/OMM, (2014) où une tendance positive d’environ 1 ± 1.7 (2 σ) est rapportée entre 60° N-60° S. Cette tendance à la hausse de l’ozone observée est fortement liée à la diminution des ODS (ozone depleting substances) à l’échelle globale rapportée dans plusieurs études récentes (Anderson et al., 2000; Yang et al., 2006; Waugh et al., 2011; Kyrölä et al., 2013; WMO/OMM, 2010 et 2014). Cette diminution des composés halogénés dans l’atmosphère résulte de l’application à l’échelle globale du protocole de Montréal. Cependant, le retard observé dans le réservoir tropical par rapport aux subtropiques s’expliquerait par une accélération des mouvements tropicaux ascendants de la circulation de Brewer-Dobson. Cette accélération récemment mise en évidence aux tropiques conduit à un transport rapide de l’ozone vers le subtropique (Randel et Thompson, 2011 ; WMO/OMM, 2014).

Pour pouvoir examiner la distribution spatiale des tendances, nous avons procédé à des représentations des valeurs des tendances obtenues sur les différents sites suivants les latitudes et les longitudes. Les deux distributions (latitudinale et longitudinale) sont présentés respectivement sur les figures 5.10 et 5.11. Nous avons remarqué à travers la figure 5.10 que la tendance est à peu près constante entre l'équateur et 15° S. A partir de cette bande de latitude, une nette amélioration de la couche d'ozone est observée notamment entre 15° et 21° de latitude sud. C'est ici que la tendance moyenne de l'ozone passe de moins de 1% à plus de 1.5%.par décade. Aux subtropiques, nous avons remarqué une amélioration progressive de la couche d'ozone avec l'augmentation de la latitude vers le sud. Généralement, les valeurs des tendances obtenues au-delà du réservoir tropical varient de 1.5% à 2% par décade, sauf sur Bauru et Buenos Aires. La tendance calculée par le modèle sur Bauru est de 2.78 % par décade. Cette valeur est très élevée par rapport à celles enregistrées sur les autres sites et plus particulièrement à la Réunion et Irène (deux sites latitudinalement proches de Bauru). Pastel et al. (2014) estiment qu'il y a une forte production photochimique d'ozone en haute troposphère sur Bauru à partir des composant NO_x générés par la foudre au-dessus du continent sud-américain, spécialement en été. Ils estiment qu'en hiver, le site est sous l'influence des masses d'air riche en ozone en provenance des moyennes latitudes. Ceci peut constituer une raison pour laquelle la valeur de la tendance sur Bauru est supérieure à celles enregistrées sur la Réunion et sur Irène. Par contre le cas de Buenos Aires est à souligner dans la mesure où ce site est situé en région subtropicale sud-américaine, alors qu'il affiche une tendance inférieure à 0.5% par décade. L'étude effectuée par Malanca et al. (2005) sur les tendances de l'ozone dans les moyennes latitudes de l'hémisphère sud montre que la partie sud-américaine situé au-delà de 35°S est sous l'influence du climat Antarctique. Nous supposons que les caractéristiques dynamique et chimique de cette région peuvent induire un retard de recouvrement de la couche d'ozone sur les régions sous influence du climat Antarctique. Des études supplémentaires sont nécessaires pour examiner cette hypothèse.

La distribution longitudinale met en évidence une amélioration de la couche d'ozone sur les sites situés à l'est par rapport aux sites situés à l'ouest de la longitude 0°. En effet si nous ne tenons pas compte de la valeur de la tendance obtenue sur Bauru que nous estimons cas même assez élevée par rapport à celles observées sur les autres sites notamment sur Irène et la Réunion (deux sites latitudinalement proche de Bauru), la valeur moyenne de la tendance sur les 4 sites situés à l'ouest est de $0.52 \pm 0.31\%$. Par contre la valeur moyenne de la tendance sur les 7 sites situés à l'ouest de la longitude 0° est estimée à $1.41 \pm 0.44\%$. Le retard du recouvrement de la couche d'ozone observé à l'ouest peut-être expliqué par l'effet de l'ENSO. Comme il est expliqué dans les sections précédentes, les évènements El-Niño contribuent à la diminution de l'ozone aux tropiques surtout dans le Pacifique est. La connectivité du Pacifique est avec l'Océan Atlantique peut probablement constituer une raison pour laquelle, les tendances moyennes enregistrées sur les sites situés à l'ouest sont très faibles. Toutefois des études approfondies sur la distribution des tendances à l'échelle globale sont nécessaires pour mieux comprendre pourquoi il y'a une amélioration de la couche d'ozone à l'est par rapport à l'ouest.





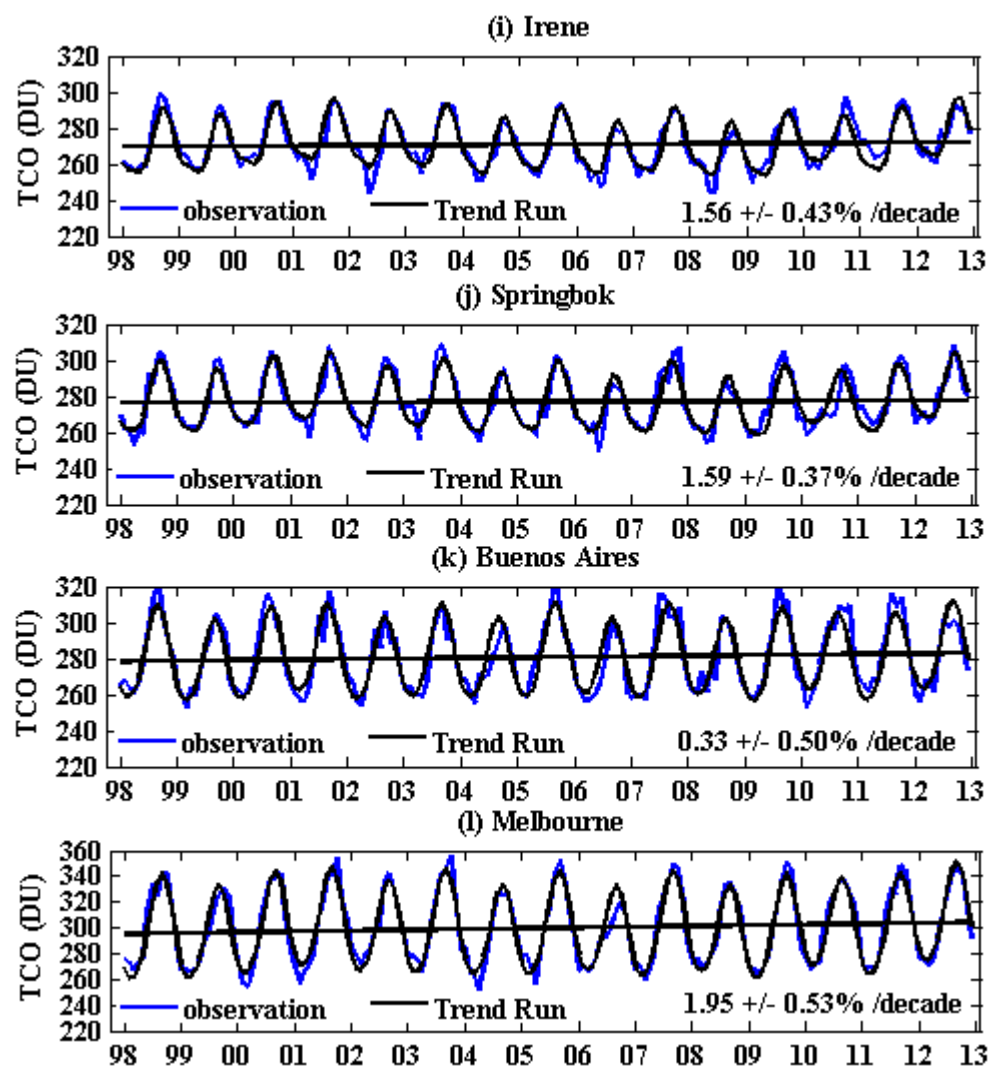


Figure 5. 9 : Evolutions temporelles des valeurs moyennes mensuelles de l’ozone (en bleu) enregistrées au-dessus sur chaque site. Les courbes en noires superposées représentent l’évolution de l’ozone simulé par le modèle de régression, pendant que les lignes droites illustrent les tendances obtenues par le modèle Trend-Run. Les sites sont numérotés de (a) à (l) suivant une configuration allant de l’équateur vers les subtropiques.

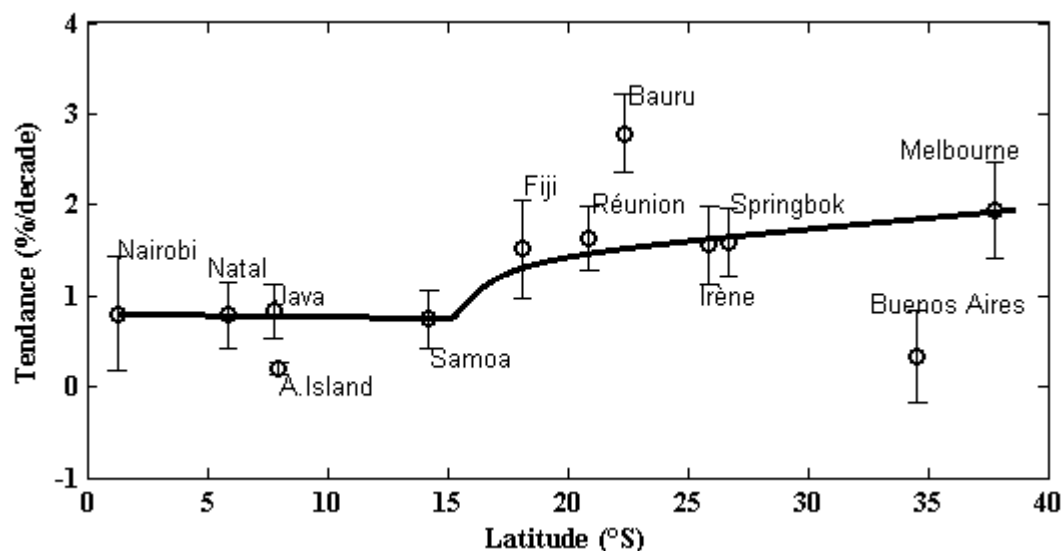


Figure 5. 10 : Distribution latitudinale des tendances obtenues sur l'ensemble des sites étudiés. La barre d'erreur est représentée par 1σ .

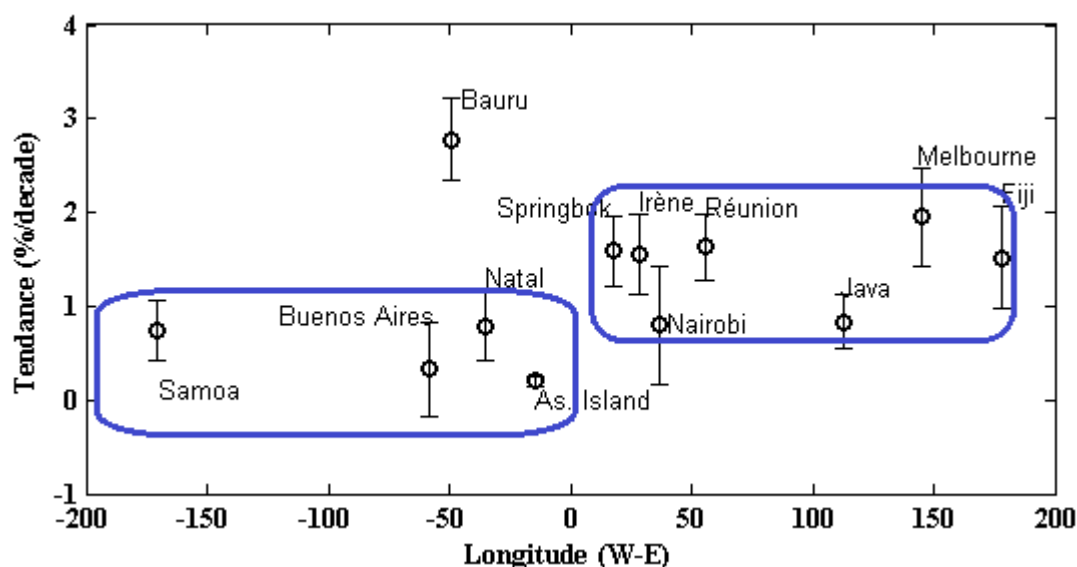


Figure 5. 11: Distribution longitudinale des tendances moyennes obtenues sur l'ensemble des sites étudiés. La barre d'erreur est représentée par 1σ .

5.4.2. Analyse de la tendance suivant la distribution verticale

L'analyse de la colonne totale de l'ozone a mis en évidence une tendance à la hausse sur les trois régions étudiées. Toutefois une exploitation des profils verticaux d'ozone est nécessaire pour explorer la variation de cette tendance en fonction de l'altitude. Ce travail est réalisé par région. Toutefois, étant donnée la couverture temporelle des données disponibles sur Irène (janvier 1998- décembre 2007 et quelques profils en 2012), il a été jugé nécessaire de traiter séparément le site de la Réunion et celui d'Irène dans le subtropique. D'autant plus que la Réunion possède une base de données plus importante, et suffisante pour

traiter son cas indépendamment des autres sites. Ainsi, la tendance sur Irène est calculée sur la base de 1998-2007, période où on estime que le nombre des profils enregistrés sur ce site est suffisant pour y étudier la tendance. De ce fait, la base de données de la région équatoriale est constituée comme précédemment de la moyenne des 4 sites équatoriaux prédéfinis à savoir : Nairobi, Natal, Java et Ascension Island ; la région tropicale est représentée par Samoa et Fiji. Les profils moyens de tendances obtenus suivant cette configuration sont présentés la figure 5.12.

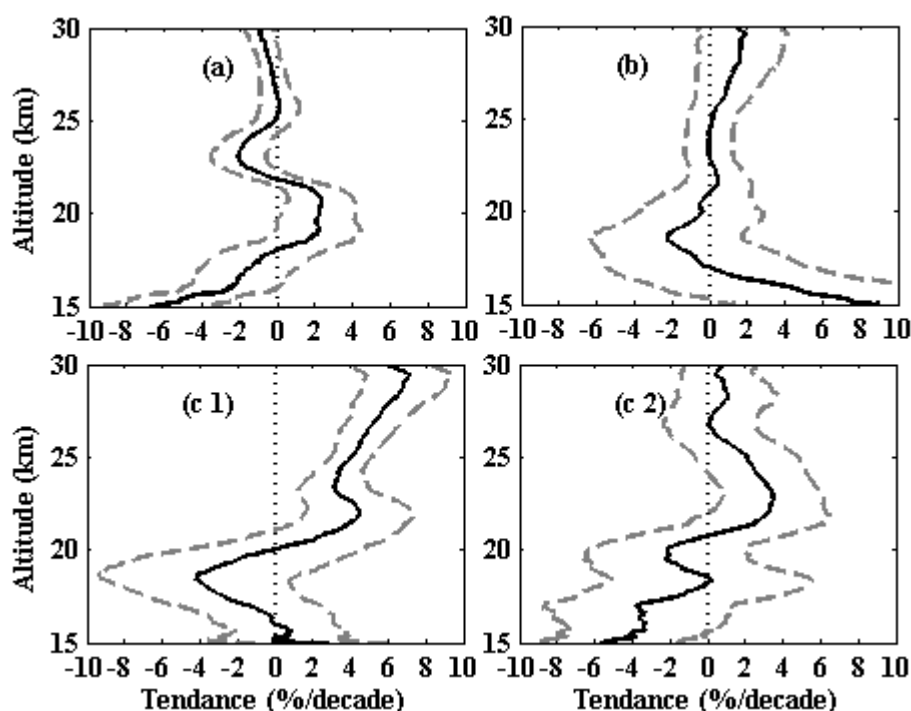


Figure 5. 12 : Profils des tendances d’ozone obtenus à partir du modèle Trend-Run entre 15 km et 30 km. Le profil (a) représente la région équatoriale, (b) représente la région tropicale, (c1) représente la Réunion et (c 2) représente Irène. Etant donnée la manque de données sur Irène entre janvier 2008 et octobre 2012, la tendance sur Irène est calculée sur la base des profils moyens mensuels d’ozone enregistrés entre janvier 1998 et octobre 2007 (10 ans). Les lignes grises représentent l’écart-type autour du profil moyen.

Les profils des tendances obtenus sont constitués par des valeurs positives au-dessus de 22 km à l’exception de la région équatorial où une tendance négative est observée dans la bande d’altitude 22-25 km. Au-dessous de 22 km, la tendance de l’ozone est essentiellement négative à l’exception des tropiques où une tendance positive est enregistrée au-dessous de 17 km. Ces résultats indiquent que l’ozone stratosphérique a essentiellement augmenté dans la région tropicale et subtropicale au-dessus de 22 km pendant notre période d’observation. Dans la région équatoriale (figure (5.12 a), le profil de tendance se caractérise comme suit : un gradient positif de 15 km jusqu’aux environs de la tropopause (18 km) ; puis à partir de la tropopause la tendance est évaluée à 2% par décade jusqu’approximativement 21.7 km, ensuite des valeurs de tendance négatives sont enregistrées sur la tranche d’altitude 22-25 km. Au-dessus de 25 km, la tendance moyenne de l’ozone équatoriale est quasiment nulle. Le profil tendance dans la région

tropicale au-dessous de 22 km se rapproche à celui de la Réunion et se caractérise par un pic négatif aux environs de 19 km. Ce pic négatif ne se trouve pas sur les profils de la région équatoriale et sur Irène dans le subtropical. Ce pic négatif localisé aux environs de 19 km apparaît dans le profil de la tendance de l’ozone sur la Réunion probablement en raison de la proximité de la Réunion et le réservoir tropical. Au-dessus de 20 km, la tendance à la Réunion présente un comportement subtropical. En effet, les modalités d’évolution de la tendance sur la Réunion et sur Irène présentent des similitudes dans la bande d’altitude 20-24 km. Cependant au-dessus de 24 km, la valeur de la tendance sur la Réunion augmente avec l’augmentation de l’altitude alors qu’elle diminue sur Irène. Ce comportement de la tendance sur Irène assez complexe peut être expliqué par la couverture temporelle des données utilisées pour Irène (1998-2007) qui se diffère des autres sites (1998-2012).

Les résultats de la tendance obtenus au-dessus de la région équatoriale sont semblables à ceux des travaux de Kyrölä et al. (2013) effectués à partir d’une combinaison des profils enregistrés sur GOMOS et SAGE II pendant la période 1984-2011. Kyrölä et al. (2013) ont montré que la quantité d’ozone augmente dans l’atmosphère à partir de 1997 ; la tendance qu’ils ont obtenu dans la bande d’altitude 20-30 km au-dessus de l’équateur est en accord avec celle présentée dans ce travail et elle est définie comme suit : des tendances d’environ 2% et 0% par décade respectivement sur la bande 19-21 km et à partir de 21 km vers les hautes altitudes. Une tendance variant entre 0% et 1% par décade est aussi mise en évidence par Randel et Thompson, (2011) entre 23 km et 35 km. Leur étude est faite en moyennant les profils d’ozone mesurés par satellite (SAGE II) et par radiosondages (sur les sites SHADOZ) sur la bande de latitude 20° N-20° S. Randel et Thompson, (2011) ont mis en évidence une tendance négative dans l’UT-LS avec un pic à 19 km. Ce pic est semblable à celui retrouvé sur la Réunion et sur la région tropicale et est expliqué comme résultant du renforcement de la phase ascendante de la circulation de Brewer-Dobson dans les tropiques. Toutefois, Lamarque et Salomon, (2010) ont expliqué que la tendance négative qu’on observe à la basse stratosphère tropicale peut-être expliquée par une augmentation systématique de la SST (température de surface de la mer) et de la concentration du CO₂. Lamarque et Salomon, (2010) ont aussi expliqué que l’augmentation de la concentration des composés halogénés riches en brome, chlore et fluore dans la stratosphère constitue la principale cause de déclinaison de l’ozone dans la moyenne et haute stratosphère. Nous pouvons alors avancer l’idée selon laquelle l’augmentation de la quantité d’ozone observée à la Réunion et sur Irène au-dessus de 22 km est due à une diminution des ODS dans la stratosphère. Une telle diminution constitue une des raisons principales de l’augmentation de l’ozone au-dessus de 22 km comme résultat du protocole de Montréal et ses amendements. Ces propos sont soutenus par tous les travaux scientifiques en rapport avec l’ozone. On peut citer l’étude faite par Yang et al. (2006) en analysant l’évolution de la courbe des composés halogénés et son interdépendance avec celle de l’ozone ; les observations faites par Anderson et al. (2000) sur la déclinaison de la concentration des composés halogénés et les conséquences associées ; le travail de Waugh et al. (2001) et celui de Reinsel, (2002) sur l’analyse de la tendance de l’ozone dans l’UT-LS et les rapports scientifiques sur l’évaluation de l’ozone publiés par WMO/OMM, (2010) et (2014). Cependant, la tendance positive de 2% par décade observée au-dessus de

la région équatoriale (figure 5.12, a) dans la bande d'altitude 18-22 km ne peut pas être expliquée que par la diminution de la concentration des halogènes dans la stratosphère, dans la mesure où l'action de ces halogènes sur la variabilité de l'ozone au-dessus de la région équatoriale n'est pas significative. Cette tendance positive observée au-dessus de la région équatoriale à la basse stratosphère pourrait être liée aussi à une augmentation des composant NO_x dans cette bande d'altitude comme stipulé sur les travaux de Nevison et al. (1999) et Gebhardt et al. (2014). En effet Gebhardt et al. (2014) ont travaillé avec des données SCIAMACHY entre 2002 et 2012 et ils ont mis en évidence une tendance positive entre 18-23 km de façon semblable au présent travail. Gebhardt et al. (2014) ont associé cette tendance positive à une augmentation du taux de NO_x à la basse stratosphère. L'action des NO_x sur l'ozone est d'abord mise en évidence par Nevison et al. (1999) après avoir testé des échantillons de NO_x sur un modèle à deux dimensions. Le travail de Nevison et al. (1999) consistait à identifier le champ d'action et d'étudier la contribution des composants NO_x sur la variabilité de l'ozone. Nevison et al. (1999) ont trouvé que l'augmentation de la concentration du NO_x dans la basse stratosphère conduit à une augmentation de l'ozone dans cette bande d'altitude.

5.5. Conclusion

Dans ce chapitre, la variabilité et la tendance à long terme de la colonne totale et de la distribution verticale de l'ozone sont analysées à partir du modèle Trend-Run. Ce modèle est appliqué sur les mesures d'ozone effectuées entre janvier 1998 et décembre 2012 au-dessus des sites d'étude. Il a été injecté dans le modèle, les valeurs moyennes mensuelles de l'ozone et celles des différents forçages dynamiques ou chimiques ayant une forte influence sur la variabilité de l'ozone à savoir : les oscillations annuelles et semi-annuelles, la QBO, l'ENSO et le flux solaire. L'objectif principal est de quantifier puis analyser la contribution de chacun de ces forçages sur la variabilité totale de l'ozone. Avant de procéder à la quantification, le modèle est évalué grâce à un coefficient de détermination R^2 . Il a été montré que ce dernier s'établit entre 0.71 et 0.93 indiquant que le modèle décrit bien la variabilité de l'ozone sur les zones géographiques étudiées. Le meilleur accord entre l'observation et le modèle se trouve dans le subtropique où le terme résiduel obtenu est inférieur à 8%.

Les analyses de la TCO et des profils d'ozone sont conduites de façon séparée et les résultats obtenus dans les 2 cas sont en bon accord. Il a été démontré que les variations annuelles constituent le mode de variabilité dominant sur l'évolution de l'ozone. Sa contribution varie entre 20% et 83% et son influence maximum est observée dans la région subtropicale. La contribution des oscillations annuelles présente une variation méridionale avec un gradient positif de l'équateur vers le pôle. Quant aux oscillations semi-annuelles, leurs contributions et réponses sur la variance de l'ozone sont statistiquement plus élevées sur les sites équatoriaux par rapport aux autres sites. La contribution maximale du forçage SAO est observée sur Ascension Island et elle diminue de part et d'autre vers l'équateur et les subtropiques, ce qui indique que les oscillations semi-annuelles de l'ozone sont au maximum aux environs de 8° S. D'ailleurs 15.5 % de la variabilité totale de l'ozone sur Ascension Island est expliquée par les variations semestrielles de

l'ozone alors qu'elle est de 5.29 % et 1.09 % respectivement sur Nairobi et Melbourne. Il a été constaté que la signature du flux solaire est similaire à celle des oscillations semi-annuelles. Ce constat a permis d'en déduire que l'activité solaire contrôle la variabilité semi-annuelle de l'ozone. La variation de l'indice du flux solaire est en phase avec la variation de l'ozone, ainsi une augmentation de la couche d'ozone s'observe en période de maximum d'activité solaire. La composante moyenne de la réponse du flux solaire est estimée à 1.57 % par unité d'indice flux solaire. La QBO apparaît comme étant le forçage dominant sur la variabilité de l'ozone après les oscillations saisonnières. La QBO module la variabilité de l'ozone sur tous les sites et sa contribution diminue avec l'augmentation de la latitude. L'analyse de la réponse de la QBO a permis non seulement d'évaluer sa magnitude, mais aussi d'estimer la frontière entre les deux régimes quasi-biennaux de l'ozone. Il a été montré que le signal de la QBO au-dessus des sites situés entre l'équateur et 15° est en phase avec l'évolution temporelle de l'indice QBO utilisé dans le modèle. La situation s'inverse à partir de 15° vers le subtropique. La contribution des événements ENSO est très faible au-dessus des sites subtropicaux. Par contre, une contribution significative de l'oscillation ENSO est obtenue aux tropiques, et surtout sur les sites localisés dans l'océan Pacifique (Samoa, Fiji et Java). La réponse de l'ENSO aux tropiques présente une signature zonale caractérisée par des valeurs négatives sur les sites situés dans le Pacifique est et en Amérique du sud (Samoa, Fiji, Natal, Ascension Island) et des valeurs positives sur Nairobi et Java. Cette signature bipolaire de l'ENSO est expliquée par le renforcement/ suppression de la convection tropicale à l'est/ouest de l'océan Pacifique pendant les phases chaudes de l'ENSO.

L'analyse des profils d'ozone a pour principal objectif de montrer les niveaux d'altitudes où se localisent l'influence des différents forçages dont les contributions sont aperçues sur la TCO. La contribution du forçage du cycle annuel est importante dans l'UT-LS équatoriale, où celui-ci explique 80% de la variabilité totale de l'ozone. Au niveau des régions tropicales et subtropicales, plus de 40% de la variabilité est expliquée par les oscillations annuelles dans la tranche d'altitude 15-24 km. Ces oscillations annuelles localisées au-dessous de 24 km sont attribuées au transport. D'autres oscillations annuelles obtenues au-dessus de 27 km sont attribuées à la variabilité saisonnière de la chimie stratosphérique. Les oscillations semi-annuelles sont aussi obtenues de façon claire au-dessus de 27 km dans les régions équatoriales et tropicales, ce qui signifie que la SAO influence la variabilité de l'ozone dans la moyenne et haute stratosphère. Quant à la QBO, son influence est observée dans la bande d'altitude 20-28 km. Sa contribution maximale est obtenue dans la région équatoriale aux environs du 26 km où elle explique 60% de la variabilité totale de l'ozone. La contribution de l'ENSO s'observe dans la haute troposphère et dans la basse stratosphère, surtout au-dessous de 25 km d'altitude. Toutefois l'influence maximale est obtenue dans la haute troposphère.

L'analyse de la tendance sur les différents sites a mis en évidence une augmentation de l'ozone à long terme. Cette augmentation varie entre 0.2% et 2.67% par décade. Le taux d'augmentation varie en fonction de la région et du site. Généralement, les sites compris entre Fiji et Nairobi enregistrent une augmentation de la couche d'ozone, évaluée à moins de 1% par décade. Par contre à partir de Samoa vers

le subtropique, les tendances enregistrées sur les différents sites sont supérieures à 1.5%, sauf sur Buenos Aires où elle est évaluée à moins de 0.5%. L'analyse de la distribution verticale montre une tendance positive à partir de 22 km vers la moyenne stratosphère, ce qui suggère que l'impact de la diminution des ODS sur l'ozone se fait sentir surtout en moyenne et haute stratosphère. Notons que l'impact de la diminution des ODS sur l'ozone n'est pas important dans la région équatoriale. La tendance positive de l'ozone observée dans cette région est attribuée à une augmentation de la concentration des NO_x. Par contre, dans l'UT-LS, la tendance de l'ozone est négative sur les régions étudiées. Ce résultat est probablement lié à l'accélération de la phase ascendante de la circulation de Brewer-Dobson aux tropiques.

Conclusion générale et perspectives

Cette thèse a été consacrée à l'analyse de la variabilité et à l'estimation des tendances de l'ozone au-dessus des tropiques et subtropiques sud. Dans cette région de l'hémisphère sud pauvrement documentée avec un nombre limité des stations d'observations, il s'avérait nécessaire de construire des bases des données fiables et solides grâce auxquelles l'utilisation de méthodes et des modèles appropriés allaient nous aider à mieux comprendre la variabilité actuelle de l'ozone et sa tendance à long terme.

Pour ce faire, une variété des mesures d'ozone de sources différentes effectuées sur 13 sites ont été analysées. Il s'agit des mesures d'ozone total effectuées par des spectromètres opérationnels au sol (Dobson et SAOZ) et des profils d'ozone obtenus par observation radiosondage. Ces jeux des données sont complétés par des observations satellites à savoir TOMS, OMI et IASI pour les mesures d'ozone total et MLS pour le cas des profils d'ozone. Il était important de souligner que chacun des instruments utilisés a ses spécificités en terme de précision, mode opératoire, résolution spectrale, couverture spatiale et temporelle etc. De ce fait, la première analyse faite consistait à une inter-comparaison des observations issues de sources différentes effectuées sur le même site, en prenant comme référence les observations non satellitaires. Ce travail a permis d'évaluer la qualité des jeux des données et de valider les mesures satellites. Un bon accord entre les différentes observations a été trouvé sur les régions étudiées et le meilleur accord a été observé sur les sites subtropicaux. Ce résultat a permis d'utiliser par la suite, les différentes bases de données avec confiance. Cependant il a été observé une certaine divergence entre les différentes observations effectuées sur Marcapomacocha, ce qui a suscité un doute quant à leur fiabilité. Par sécurité, le site Marcapomacocha a été retiré de la liste des sites d'observation. Il a été de même constaté que la version 4 du produit L2 issue de l'interféromètre IASI présente des oscillations saisonnières avec une tendance à la hausse et à la baisse respectivement en été et en hiver. Par contre, la version 5 livrée à partir du 14 septembre 2010 est très cohérente avec les autres observations. Finalement la version 4 de IASI n'a pas été utilisée sur l'étude de la variabilité et l'estimation de la tendance.

Les observations de même nature (ozone total ou profils) et de source différente qui sont effectuées sur le même site sont combinées en s'appuyant sur les biais calculés à partir des différentes observations. Cet exercice a permis de créer des séries temporelles fiables et suffisamment longues (23 ans) pour l'analyse de la variabilité de l'ozone à long-terme. C'est à partir de ces séries temporelles que les cycles de variations de l'ozone ont été analysés. Cette étude de la périodicité de l'ozone a été effectuée à partir de la méthode des ondelettes. Il a été démontré que le mode de variabilité de l'ozone est contrôlé par les oscillations australes El-Niño (ENSO) et les oscillations semi-annuelles (SAO), annuelles (AO) et quasi-biennales (QBO) ainsi que le cycle solaire de 11 ans. Il se trouve que la SAO était statistiquement significative seulement aux tropiques alors que l'AO se présentait comme étant le modèle de variabilité dominant de

l'ozone sur toute la zone étudiée. La signature de la QBO sur l'évolution temporelle de l'ozone est aussi observée pour toutes les différentes régions. Toutefois, elle est vue avec une période de retour de 28 mois dans la région équatoriale et de 24 mois en région tropicale et subtropicale. La signature de l'ENSO est observée dans la région tropicale. Cependant, nous n'avons pas pu avoir une précision suffisante sur sa période de retour. En tout cas, elle présente une bande fréquentielle comprise entre 3 et 9 ans avec une période de retour moyenne compris entre 4 et 5 ans. La signature du cycle solaire est observée sur le spectre de puissance de l'ozone, mais la bande fréquentielle associée ne se trouve pas au-sein du cône d'influence, probablement en raison du nombre d'année d'études limité à deux cycles solaires. Etant donnée la présence effective des signatures de ces variables atmosphériques (oscillations saisonnières, QBO, ENSO et cycle solaire) sur le signal temporel de l'ozone, des analyses plus poussées sont réalisées pour étudier le comportement de chacune de ces variables et leurs degrés d'influence sur l'évolution à long terme de l'ozone.

Les oscillations saisonnières se définissent comme étant l'ensemble des mécanismes physico-chimiques intervenant sur le cycle annuel de l'ozone et caractérisent sa climatologie. L'étude climatologique effectuée a permis d'appréhender non seulement la distribution saisonnière de la colonne totale de l'ozone mais aussi la manière dont l'ozone est distribué par tranche d'altitude. Pendant que l'analyse de la colonne totale de l'ozone est effectuée à partir des séries temporelles reconstruites et représentatives de trois régions (équatorial, tropicale et subtropicale), l'étude de la distribution verticale est effectuée à partir des profils mensuels d'ozone obtenus par combinaison des données MLS et radiosondage. Ces dernières sont combinées dans la bande d'altitude 26-29 km où le biais entre les deux observations est estimé à moins de 1% sur tous les sites d'étude. La climatologie obtenue sur les deux représentations a mis en évidence une distribution saisonnière de l'ozone caractérisée par deux maxima (minimas) en période équinoxiales (solstices) au-dessus de la région équatoriale. Cette évolution climatologique s'observe également dans la distribution verticale de l'ozone dans la bande d'altitude 30-34 km où le rapport de mélange en ozone est maximal. Au niveau de la région équatoriale, la signature semi-annuelle de l'ozone est très bien observée sur la tranche d'altitude à forte concentration d'ozone (24-28 km) au-dessus des sites situés à moins de 8° par rapport à l'équateur. Cependant la climatologie subtropicale est caractérisée par un cycle annuel avec un maximum (minimum) en hiver (été). Ceci s'explique d'une part par le transfert des masses d'air riche en ozone de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver et d'autre part, le transport en hiver de l'ozone du tropique vers l'extra-tropique.

En enlevant la climatologie sur le signal temporel de la colonne totale de l'ozone, on fait apparaître la variation de l'ozone d'une période quasi-biennale associée au forçage de la QBO. Ce modèle est caractérisé par une alternance des anomalies positives et négatives d'ozone suivant une période approximative de 2 ans. Dans la région équatoriale, les anomalies positives (négatives) apparaissent pendant le régime d'ouest (d'est) du vent zonal équatorial. Le cas opposé est observé au subtropique où les anomalies positives d'ozone apparaissent pendant le régime d'est et les anomalies négatives en phase ouest.

Conclusion générale et perspectives

L'analyse de la réponse de la QBO sur la variabilité de l'ozone a permis d'identifier la zone autour de 15° de latitude, comme étant la frontière entre les deux régimes quasi-bienaux opposés de l'ozone. Ces alternances positives et négatives des anomalies d'ozone sont observées dans la colonne atmosphérique comprise entre 20 km et 40 km où elles constituent le modèle de variabilité dominant surtout en région équatoriale. Au-dessus de 40 km, les oscillations quasi-bienales de l'ozone sont couplées aux oscillations semi-annuelles par contre au-dessous de 20 km elles sont couplées aux oscillations générées par les mouvements des ondes de gravité. Les anomalies d'ozone observées dans la tranche d'altitude 20-40 km varient de ± 1.2 ppmv et sont associées à des anomalies de température de l'ordre de ± 7 K. Au-dessous de 30 km les anomalies d'ozone et de température sont en phase alors qu'elles sont en opposition de phase dans la haute stratosphère au-dessus de 37 km où la concentration de l'ozone dépend fortement à l'activité photochimique.

La signature du flux solaire est mise en évidence sur la distribution moyenne annuelle de la colonne totale de l'ozone. Le flux solaire varie temporellement en phase avec l'ozone. Par conséquent une augmentation (diminution) de l'activité solaire pourrait conduire à des anomalies positives (négatives) d'ozone. Il a été constaté qu'entre la période de maximum d'activité solaire (2001 en l'occurrence pour le cas étudié) et la période de minimum d'activité solaire (2008 pour le cas de notre étude), la colonne totale d'ozone a varié d'environ 1.05%, 1.52% et 1.60% respectivement au niveau de la région équatoriale, tropicale, et subtropicale. De même la magnitude moyenne de la réponse du flux solaire sur l'ozone est estimée à 1.57% par unité du flux solaire enregistré entre janvier 1998 et décembre 2012.

Etant donné la caractéristique fortement océanique de l'ENSO, il n'était pas évident de faire apparaître sa signature temporelle sur la variabilité de l'ozone constitué d'une variété des mesures effectuées sur des sites majoritairement continentaux. Son implication effective sur la variabilité de l'ozone a été mise en évidence dans le spectre de puissance de l'ozone en région tropicale ; sa contribution et sa réponse sur la variabilité totale de l'ozone ont été quantifiées à partir du modèle Trend-Run.

Trend-Run est un modèle de régression à variables multiples adapté à l'Université de la Réunion pour étudier la variabilité et estimer les tendances de divers paramètres atmosphériques à long terme. C'est avec ce modèle que les contributions des différents forçages dynamiques sur la variabilité totale de l'ozone sont quantifiées, les réponses de chaque forçage sur la variance de l'ozone sont analysées et les tendances de l'ozone à long terme sont estimées. Il a été montré que le modèle est en mesure de décrire de 71 à 93% de la variabilité totale de l'ozone en fonction de la zone géographique étudiée. La meilleure performance est observée sur la région subtropicale où le terme résiduel ne présente que 10% de la variabilité totale. Les oscillations annuelles sont analysées comme étant le mode de variabilité dominant de l'ozone et contribuent entre 20% et 82% de la variabilité totale de l'ozone. La part de contribution du cycle annuel augmente avec l'augmentation de la latitude à partir de l'équateur vers les moyennes latitudes. Ce mode de variabilité de l'ozone apparaît sur deux couches atmosphériques : d'abord au-dessous de 24 km caractérisant l'implication effective de la dynamique stratosphérique sur ces oscillations et au-dessus de 27 km

Conclusion générale et perspectives

témoignant du rôle joué par la chimie sur le processus de distribution saisonnière de l'ozone. Les oscillations semi-annuelles contribuent de façon significative à la variabilité de l'ozone au-dessus de la région équatoriale. La signature maximale du cycle semi-annuel se localise à faible latitude aux alentours de 7° où elle explique 15.5% de la variabilité totale de l'ozone. Le poids de ces oscillations diminue une fois qu'on s'éloigne de cette zone, vers l'équateur ou le subtropique. La signature semi-annuelle est observée essentiellement au-dessus de 27 km, le poids de sa contribution augmente avec l'augmentation de l'altitude ce qui laisse imaginer qu'elle présente une forte influence sur la variabilité de l'ozone haute stratosphérique. Pour la QBO, inversement, sa contribution maximale est détectée dans la moyenne et la basse stratosphère entre 20 km et 28 km. Son influence maximale s'observe aux environs de 26 km au-dessus de la région équatoriale où la QBO explique environ 60 % de la variabilité totale de l'ozone. Cette influence diminue de la région équatoriale vers le subtropique. Quant à l'ENSO, son influence maximale s'observe sur les sites du Pacifique où plus de 7.5% de la variance de la colonne totale de l'ozone est expliqué par l'ENSO. L'ENSO contribue à l'augmentation de l'ozone au-dessus du Pacifique ouest et dans ses environs, mais elle contribue à la diminution de l'ozone au-dessus du Pacifique est. La contribution et la réponse de l'ENSO sur la variabilité de l'ozone sont visibles essentiellement au-dessous de 25 km avec une large bande autour de la tropopause tropicale dans le Pacifique où 20 % de la variance de l'ozone est expliquée par l'ENSO.

Les résultats sur l'analyse de la tendance ont montré que la couche d'ozone a augmenté entre 1998 et 2012. Cependant la tendance obtenue est évaluée à moins de 1% par décade sur les latitudes inférieures à 15°, et elle est supérieure à 1.5 % par décade à partir de 17 ° vers l'extra-tropique excepté à Buenos Aires où une tendance d'environ 0.33% est enregistrée. Ce taux d'augmentation de l'ozone très faible (moins 1%) enregistré aux tropiques est expliqué par un renforcement de la circulation tropicale qui caractérise la phase ascendante de la circulation de Brewer-Dobson. Ce renforcement conduit à un transport rapide de l'ozone du tropique vers le subtropique. Par contre l'augmentation de l'ozone observé à partir de 17°S vers le sud peut être expliquée par le transport de l'ozone du tropique vers le subtropique et par la diminution de la concentration des halogènes dans la stratosphère. Cette augmentation de l'ozone stratosphérique observée aux tropiques et subtropiques sud se situe essentiellement au-dessus de 22 km. Puisque l'impact des halogènes stratosphériques sur la variabilité de l'ozone équatoriale est considéré comme non significatif, l'augmentation observée dans la région équatoriale à la basse stratosphère serait attribuée à l'augmentation des émissions NOx dans l'atmosphère. Des tendances à la baisse de l'ozone sont observées au-dessous de 22 km avec un pic aux environs de 19 km. Cette tendance négative est associée au renforcement des mouvements tropicaux ascendants et à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre.

Les perspectives

Les travaux effectués au cours de cette thèse ont permis de mettre en évidence et d'étudier les différents modes de variation de l'ozone et les paramètres atmosphériques intervenant sur sa variabilité. La part de contribution de chacun des forçages sur la variabilité totale de l'ozone a été quantifiée. La réponse

Conclusion générale et perspectives

de chaque forçage sur la variance de l'ozone a été analysée et les tendances de l'ozone ont été estimées. Cependant d'autres travaux pourraient être menés pour compléter et améliorer le présent travail.

Des améliorations devraient être faites notamment sur la base des données des profils d'ozone. Comme il a été constaté, l'analyse de la distribution interannuelle de l'ozone stratosphérique est faite seulement entre 15 km et 30 km. Il aurait dû être plus pertinent si nous étions en mesure de traiter en plus la haute stratosphère. Ceci est dû au manque de données entre 30 et 50 km qui peuvent couvrir la période 1998-2005. Pour ce faire il est donc important de compléter la base des données MLS avec des mesures d'ozone effectuées entre 15 km et 50 km sur la période 1998-2005. Cette base de données peut être combinée avec les radiosondages du réseau SHADOZ (1998-2012) pour analyser la variabilité à long terme du profil vertical d'ozone entre 0 et 50 km.

Il a été constaté qu'environ 10 % à 30 % de la variabilité de l'ozone n'a pas pu être expliquée par le modèle. Une part de ce résidu relativement important peut être expliquée par des forçages non pris en compte par le modèle. De ce fait, il serait intéressant d'ajouter et tester d'autres forçages susceptibles d'influencer la variabilité de l'ozone à long terme. Il peut s'agir d'un indice dynamique descriptif du transport des masses d'air suivant la circulation de Brewer-Dobson, en l'occurrence le flux l'Eliassen Palm ou d'un indice chimique comme les ODS ou les aérosols stratosphériques (Brunner et al., 2006).

Pour l'évaluation des profils radiosondages, les valeurs journalières présentant un écart au-delà de $\pm 2\sigma$ par rapport à leurs valeurs mensuelles moyennes ont été temporairement retirées. Considérées comme erronées, ces valeurs peuvent être enregistrées lors d'une défaillance instrumentale ou lors d'un événement inhabituel. De toutes les façons, ces profils présentant des anomalies devront être réexaminés. Dans le cas où il s'agirait d'un « événement » inhabituel, des études approfondies pourront être faites pour définir l'origine et les caractéristiques de tels événements.

Enfin, il a été montré que des masses d'air riches en ozone sont transférées saisonnièrement de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver et du tropique vers le subtropique en hiver. Ainsi il serait important d'élaborer une stratégie et une méthode permettant de quantifier les quantités d'ozone transférées par saison vers les régions subtropicales.

BIBLIOGRAPHIE

- Allen, D. R., Bevilacqua, R. M., Nedoluha, G. E., Randall, C. E., and Manney, G. L.: Unusual stratospheric transport and mixing during the 2002 Antarctic winter, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 12, 1599, doi: 10.1029/2003GL017117, 2003.
- Amato, U., Masiello, G., Serio, C., and Viggiano, M.: The σ -IASI code for the calculation of infrared atmospheric radiance and its derivatives; *Environment. Modelling & software* 17, 651-667, 2002.
- Anderson J. G., Russell III, J. M., Solomon, S., and Deaver, L. E.: Halogen Occultation Experiment confirmation of stratospheric chlorine decreases in accordance with the Montreal Protocol, *J. Geophys. Res.*, 105, D4, 4483-4490, 2000.
- Anderson, J.G., Brune, W.H. and Proffitt, M. H.: Ozone destruction by chlorine radicals within the Antarctic vortex: The spatial and temporal evolution of ClO-O₃ anticorrelation based on in situ ER-2 data, *J. Geophys. Res.*, 94, D9, 11465-11479, doi: 10.1029/JD094iD09p11465, 1989.
- Angell, J. K., and Khorshover, J.: Quasi-biennial, annual, and semiannual zonal wind and temperature harmonic amplitudes and phases in the stratosphere and low mesosphere of the northern hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 75, 3, 543-550, 1970.
- Angell, J. K.: Stratospheric warming due to Agung, El Chichon, and Pinatubo taking into account the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.* 102, D8, 9479-9485, 1997.
- Antón, M., Loyola, D., Clerbaux, C., López, M., Vilaplana, J.M., Bañón, M., Hadji-Lazaro, J., Valks, P., Hao, N., Zimmer, W., Coheur, P.F., Hurtmans, D., and Alados-Arboledas, L.: Validation of the MetOp-A total ozone data from GOME-2 and IASI using reference ground-based measurements at the Iberian Peninsula; *Remote Sens. Environ.*, 115, 1380–1386, 2011.
- August, T., Klaes, D., Schlüssel, P., Hultberg, T., Crapeau, M., Arriaga, A., O'Carroll, A., Coppens, D., Munro, R., and Calbet, X.: IASI on Metop-A: Operational Level 2 retrievals after five years in orbit, *J. Quantit. Spectrosc. Ra.*, 113, 1340–1371, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.02.028, 2012.
- Austin, J., Tourpali, K., Rozanov, E., Akiyoshi, H., Bekki, S., Bodeker, G., Brühl, C., Butchart, N., Chipperfield, M., Deushi, M., Fomichev, V. I., Giorgetta, M. A., Gray, L., Kodera, K., Lott, F., Manzini, E., Marsh, D., Matthes, K., Nagashima, T., Shibata, K., Stolarski, R. S., Struthers, H., and Tian, W.: Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature, *J. Geophys. Res.*, 113, D11306, doi: 10.1029/2007JD009391, 2008.
- Baldwin, M. P., Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B., Kinnarsley, J. S., Marquardt, C., Sato, K., and Takahashi, M.: The quasi-biennial oscillation, *Rev. Geophys.*, 39, 2, 179-229, 2001.
- Baldwin, M., Hirooka, T., O'Neill, A., and Yoden, S.: Major stratospheric warming in the Southern Hemisphere in 2002: Dynamical aspect of the ozone hole split, *SPARC Newsletter*, 20, 24–26, 2003.
- Balis, D., Kroon, M., Kououli, M. E., Labow, G., Veefkind, J. P., and McPeters, R. D.: Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground based observations, *J. Geophys. Res.* Vol 112, D24S46, doi: 10.1029/2007JD008796, 2007a.
- Balis, D., Lambert, J.-C., Van Roozendaal, M., Spurr, R., Loyola, D., Livschitz, Y., Valks, P., Amiridis, V., Gerard, P., Granville, J., and Zehner, C.: Ten years of GOME/ERS2 total ozone data the new GOME data processor (GDP) version 4: 2. Ground-based validation and comparisons with TOMS V7/V8, *J. Geophys. Res.* Vol. 112, D07307, doi: 10.1029/2005JD006376, 2007b.
- Barnett, T. P.: The interaction of multiple time scales in the tropical climate system, *J. Climate*, 4, 269–285, 1991.

Références

- Barret, B., Ricaud, P., Santee, M. L., Attie, J.-L., Urban, J., Le Flochmoën, E., Berthet, G., Murtagh, D., Eriksson, P., Jones, A., de La Noë, J., Dupuy, E., Froidevaux, L., Livesey, N. J., Waters, J. W., and Filipiak, M. J.: Intercomparisons of trace gases profiles from the Odin/SMR and Aura/MLS limb sounders, *J. Geophys. Res.*, 111, D21302, doi: 10.1029/2006JD007305, 2006.
- Basher R. E.: Review of the Dobson Spectrometer and its accuracy in atmospheric ozone, edited by Zerefos C.S and Ghazi A. p.387-388. Reidel and Dordrecht , 1985.
- Bègue N., Bencherif H., Sivakumar V., Kirgis G., Mzé N., and Leclair de Bellevue J.: Temperature variability and trend in the UT-LS over a subtropical site: Reunion (20.08S,55.5E), *Atmos. Chem. Phys.*,10,8563-8574, doi:10.5194/acp-10-8563-2010, 2010.
- Belmont, A. D., Dartt, D. G., and Nastrom G. D.: Variation of stratospheric zonal winds, 20-65 km, 1961-1971, *J. Appl. Meteor.*, 14, 585-594, 1975.
- Bencherif, H., Diab, R. D., Portafaix, T., Morel, B., Keckhut, P., and Moorgawa A.: Temperature climatology and trend estimates in the UTLS region as observed over a southern subtropical site, Durban, South Africa, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5121–5128, doi:10.5194/acp-6-5121-2006 ,2006.
- Bencherif, H., El Amraoui, L., Kirgis, G., Leclair De Bellevue, J., Hauchecorne A., Mzé N., Portafaix, T., Pazmiño, A., and Goutail, F.: Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4°S, 70.3°E), *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 363–373, doi:10.5194/acp-11-363-2011, 2011.
- Bencherif, H., El Amraoui, L., Semane, N., Massart, S., Charyulu, D.V., Hauchecorne, A., and Peuch, V.-H.: Examination of the 2002 major warming in the southern hemisphere using ground-based and Odin/SMR assimilated data: stratospheric ozone distributions and tropic/mid-latitude exchange, *Can. J. Phys.*, 85, 1287-1300, 2007.
- Bhartia, P. K. and Wellemayer, C. W.: TOMS v8 algorithm theoretical basis document, Technical Report, NASA, Greenbelt, Maryland, USA, 2004.
- Bhartia, P. K.: OMI Algorithm Theoretical Basis Document Volume II, OMI Ozone Products, ATBD-OMI-02, Version 2.0, USA, 2002.
- Bourassa, A. E., Degenstein, D. A., Randel, W. J., Zawodny, J. M., Kyrölä, E., McLinden, C. A., Sioris, C. E., and Roth, C. Z.: Trends in stratospheric ozone derived from merged SAGE II and din-OSIRIS satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 6983–6994, doi: 10.5194/acp-14-6983-2014, 2014.
- Boynard, A., Clerbaux, C., Coheur, P.-F., Hurtmans, D., Turquety, S., George, M., Hadji-Lazaro, J., Keim, C., and Meyer-Arneke J.: Measurements of total and tropospheric ozone from IASI: comparison with correlative satellite, ground-based and ozonesonde observations. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6255–6271, doi: 10.5194/acp-9-6255-2009, 2009
- Bracher, A., Weber, M., Bramstedt, K., Coldewey-Egbers, M., Lamsal, L. N., and Burrows, J. P.: Global satellite validation of SCIAMACHY O3 columns with GOME WFAOS, *Atmos. Chem. Phys.*, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2357–2368, 2005, 2005.
- Bramstedt, K., Gleason, J., Loyola, D., Thomas, W., Bracher, A., Weber, M., and Burrows, J. P.: Comparison of total ozone from the satellite instruments GOME and TOMS with measurements from the Dobson network 1996–2000; *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1409–1419, doi:10.5194/acp-3-1409-2003 , 2003.
- Brewer, A. W.: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 351–363, 1949.
- Brunner, D., Staehelin, J., Maeder, J. A., Wohltmann, I., and Bodeker, G. E.: Variability and trends in total and vertically resolved stratospheric ozone based on the CATO ozone data set, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4985–5008, doi: 10.5194/acp-6-4985-2006, 2006.
- Butchart, N., Scaife, A. A., and Austin, J.: Quasi-biennial oscillation in ozone in a coupled chemistry-climate model, *J. Geophys. Res.*, 108, D15, 4486, doi: 10.1029/2002JD003004, 2003.

Références

- Butchart, N., and Remsberg, E. E.: The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface, *Amer. Meteor. Soc.*, 43, 13, 1319-1339, 1986.
- Calbet, X., and Schlüssel, P.: Technical note: Analytical estimation of the optimal parameters for the EOF retrievals of the IASI Level 2 Product Processing Facility and its application using AIRS and ECMWF data; *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 831–846, doi:10.5194/acp-6-831-2006, 2006.
- Calbet, X., Schlüssel, P., Hultberg, T., Phillips, P., and August, T.: Validation of the operational IASI level 2 processor using AIRS and ECMWF data, *Adv. Space Res.*, 37, 2299-2305, doi:[10.1016/j.asr.2005.07.057](https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.07.057), 2006.
- Calvo, N., Garcia R. R., Randel, W. J., and Marsh, D. R.: Dynamical Mechanism for the Increase in Tropical Upwelling in the Lowermost Tropical Stratosphere during Warm ENSO Events, *Amer. Meteor. Soc.*, 67, 2331-2340, doi: 10.1175/2010JAS3433.1, 2010.
- Chandra, S., and McPeters, R. D.: The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites, *J. Geophys. Res.*, 99, D10, 20665-20671, 1994.
- Chandra, S., Ziemke, J. R., Schoeberl, M. R., Froidevaux, L., Read, W. G., P. F. Levelt, P. F., and Bhartia, P. K.: Effects of the 2004 El-Niño on tropospheric ozone and water vapor, *J. Geophys. Res.*, 34, L06802, doi:10.1029/2006GL028779, 2007.
- Chandra, S., Ziemke, J. R., Min, W., and Read, G.: Effects of 1997-1998 El-Niño on tropospheric ozone and water vapor, *J. Geophys. Res.*, 25, NO. 20, 3867-3870, 1998.
- Chapman, S.: A theory of upper atmospheric ozone, *Memoir of the meteorological society*, 3, 26, 103-125, 1930.
- Chehade, W., Weber, M., and Burrows, J. P.: Total ozone trends and variability during 1979–2012 from merged data sets of various satellites, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 7059–7074, doi:10.5194/acp-14-7059-2014, 2014.
- Clain, G., Baray J. L., Delmas, R., Diab, R., Leclair de Bellevue, J., Keckhut, P., Posny, F., Metzger, J. M., and Cammas, J. P.: Tropospheric ozone climatology at two Southern Hemisphere tropical/subtropical sites, (Reunion Island and Irene, South Africa) from ozonesondes, LIDAR, and in situ aircraft measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1723–1734, doi:10.5194/acp-9-1723-2009, 2009.
- Clerbaux, C., Boynard, A., Clarisse, L., George, M., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Hurtmans, D., Pommier, M., Razavi, A., Turquety, S., Wespes, C. and Coheur, P.-F.: Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6041–6054. doi:10.5194/acp-9-6041-2009, 2009.
- Coe, H., and Webb, A R.: *Handbook of Atmospheric Science: Principles and Applications*, chap II: Atmospheric Energy and Structure, 35-58, Editors: C.N. Hewitt Andrea V. Jackson, Blackwell Publishing, ISBN 0-632-05286-4, 2003.
- Cofield, R E., and Stek, P. C.: Design and Field-of-View Calibration of 114–660-GHz Optics of the Earth Observing System Microwave Limb Sounder, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1166–1181, 2006.
- Coles, W. A., Rickett, B. J., Rumsey, V. H., Kaufman, J. J., Turley, D. G., Anathakrishnan, S., Armstrong, J. W., Harmon, J. K., Scott, S. L., and Sime, D. G.: Solar cycle changes in the polar solar wind., *Nature*, 286, 239-241, 1980.
- Cordero, E., Newman, P. A., Weaver, C., and Fleming, E.: Stratospheric Dynamics and the Transport of Ozone and Other Trace Gases, chapter VI of an electronic textbook: Stratospheric Ozone. http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/oz_class.htm. NASA's Goddard Space Flight Center Atmospheric Chemistry and Dynamics Branch.
- Coulibaly, P., and Burn, D. H.: Wavelet analysis of variability in annual Canadian stream flows, *Water Resource Res.*, 40, W03105, doi: 10.1029/2003WR002667, 2004.
- Crutzen, P. J.: Learning about ozone depletion, *Climatic Change*, 89, 143–154, doi: 10.1007/s10584-008-9400-689, 2008.
- Crutzen, P. J.: Ozone production rates in an oxygen-hydrogen-nitrogen oxide atmosphere. *J. Geophys. Res.* 76, 7311–7327, 1971.

Références

- Crutzen, P. J.: The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 96, 320–325, 1970.
- Damadeo, R. P., Zawodny, J. M., and Thomason, L. W.: Reevaluation of stratospheric ozone trends from SAGE II data using a simultaneous temporal and spatial analysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 13455–13470, doi: 10.5194/acp-14-13455-2014, 2014.
- Delisi, D. P., and Dunkerton, T. J.: Seasonal variation of semiannual oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 45, 2772–2787, 1988.
- Diab, R. D, Thompson, A. M., Mari, K., Ramsay, L., and Coetzee, G. J. R.: Tropospheric ozone climatology over Irene, South Africa, from 1990 to 1994 and 1998 to 2002, *J. Geophys. Res.*, 109, D20301, doi: 10.1029/2004JD004793, 2004
- Diallo, M., Legras, B., and Chedin, A.: Age of stratospheric air in the ERA-Interim, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 12133–12154, 2012.
- Dijkstra, H. A.: The ENSO phenomenon: theory and mechanisms, *Adv. Geosci.* 6, 3–15, 2006.
- Dobson, G. M. B.: Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. London.*, A 236, doi: 10.1098/rspa.1956.0127, 187–193, 1956.
- Dufour, G., Eremenko, M., Griesfeller, A., Barret, B., LeFlochmoën, E., Clerbaux, C., Hadji-Lazaro, J., Coheur, P.-F., and Hurtmans, D.: Validation of three different scientific ozone products retrieved from IASI spectra using ozonesondes, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 611–630, doi:10.5194/amt-5-611-2012, 2012.
- Dunkerton, T. J.: The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 102, D22, 26053–26073, 1997.
- Dunkerton, T. J.: Theory of the mesopause semiannual oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 39, 2681–2690, 1982.
- Eckert, E., von Clarmann, T., Kiefer, M., Stiller, G. P., Lossow, S., Glatthor, N., Degenstein, D. A., Froidevaux, L., Godin-Beekmann, S., Leblanc, T., McDerimid, S., Pastel, M., Steinbrecht, W., Swart, D. P. J., Walker, K. A., and Bernath, P. F.: Drift-corrected trends and periodic variations in MIPAS IMK/IAA ozone measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 2571–2589, doi:10.5194/acp-14-2571-2014, 2014.
- Efstathiou, M. N., and Varotsos, C. A.: On the 11 year solar cycle signature in global total ozone dynamics, *Meteorol. Appl.* 20, 72–79, doi: 10.1002/met.1287, 2013.
- El Amraoui, L., Attié, J. -L., Semane, N., Claeysman, M., Peuch, V.-H., Warner, J., Ricaud, P., Cammas, J.-P., Piacentini, A., Cariolle, D., Massart, S., and Bencherif, H.: Midlatitude Stratosphere-Troposphere Exchange as diagnosed by MLS O₃ and MOPITT CO assimilated fields, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2175–2194, 2010.
- Fadnavis, S., and Beig, G.: Spatiotemporal variation of the ozone QBO in MLS data by wavelet analysis, *Ann. Geophys.*, 26, 3719–3730, doi: 10.5194/angeo-26-3719-2008, 2008.
- Farman, J. C., Gardiner B.G., and Shanklin, J. D.: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO interaction, *Nature*, 315, 207–210, 1985.
- Fioletov, V.E.: Ozone climatology, trends, and substances that control ozone, *Atmosphere-Ocean*, 46:1, 39–67, doi: 10.3137/ao.460103, 2008.
- Froidevaux, L., Jiang, Y. B., Lambert, A., Livesey, N. J., Read, W. G., Waters, J. W., Browell, E. V., Hair, J. W., Avery, M. A., McGee, T. J., Twigg, L. W., Sumnicht, G. K., Jucks, K. W., Margitan, J. J., Sen, B., Stachnik, R. A., Toon, G. C., Bernath, P. F., Boone, C. D., Walker, K. A., Filipiak, M. J., Harwood, R. S., Fuller, R. A., Manney, G. L., Schwartz, M. J., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Cofield, R. E., Cuddy, D. T., Jarnot, R. F., Knosp, B. W., Perun, V. S., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., and Wagner, P. A. : Validation of Aura Microwave Limb Sounder stratospheric ozone measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S20, doi: 10.1029/2007JD008771, 2008.
- Froidevaux, L., Livesey, N. J., Read, W. G., Jiang, Y. B., Jimenez, C., Filipiak, M., Schwartz, M. J., Santee, M. L., Pumphrey, H. C., Jiang, J. H., Wu, D. L., Manney, G. L., Drouin, B. J., Waters, J. W., Fetzer, E. J., Bernath, P. F., Boone, C. D., Walker, A. K., Jucks, W. K., Toon, G. C., Margitan, J. J., Sen, B., Webster, C. R., Christensen, L. E.,

Références

- Elkins, J.W., Atlas, E., Lueb, R. A., and Hendershot, R.: Early Validation Analyses of Atmospheric Profiles From EOS MLS on the Aura Satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1106–1121, May 2006.
- Frossard, L., Rieder, H. E., Ribatet, M., Staehelin, J., Maeder, J. A., Di Rocco, S., Davison, A. C., and Peter T.: On the relationship between total ozone and atmospheric dynamics and chemistry at mid-latitudes – Part 1: Statistical models and spatial fingerprints of atmospheric dynamics and chemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 147–164, doi:10.5194/acp-13-147-2013, 2013.
- Gebhardt, C., Rozanov, A., Hommel, R., Weber, M., Bovensmann, H., Burrows, J. P., Degenstein, D., Froidevaux, L., and Thompson, A. M.: Stratospheric ozone trends and variability as seen by SCIAMACHY from 2002 to 2012, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 831–846, doi:10.5194/acp-14-831-2014, 2014.
- George, M., and Clerbeaux, C.: final report: Validation study for IASI trace gas retrievals, LATMOS-CNRS, Université Paris 6, France, 2010.
- Goyal, M. K.: Monthly rainfall prediction using wavelet regression and neural network: an analysis of 1901–2002 data, Assam, India, *Theor. Appl. Climatol.* 118:25–34 doi: 10.1007/s00704-013-1029-3, 2014.
- Gray, L. J., Beer, J., Geller, M. , Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel B., and White, W.: Solar influences on climate, *Rev. Geophys.*, 48, RG4001, doi:10.1029/2009RG000282, 2010.
- Gu, D., and Philander, S. G.: Secular changes of annual and interannual variability in the Tropics during the past century, *J. Climate*, 8, 864–876, 1995.
- Haigh, J. D.: Solar influence on climate, Grantham Institute for Climate Change Briefing paper No 5, 2011
- Haigh, J. D.: The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, 370, 544–546, 1994.
- Haigh, J. D., Winning, A. R., Toumi, R., and Harder, J. W.: An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate, *Nature*, 696, vol. 467, doi: 10.1038/nature09426, 2010.
- Hall, T., and Plumb, R. A.: Age as a diagnostic of stratospheric transport, *J. Geophys. Res.*, 99, D1, 1059–1070, 1994.
- Hamilton, K.: on the Quasi-decadal modulation of the stratospheric QBO period, *J. climate*, 15, 2562–2565, 2002.
- Hauchecorne, A., Chanin, M. L., and Keckhut, P.: Climatology and trends of the middle atmospheric temperature (33–87 km) as seen by Rayleigh lidar over the south of France, *J. Geophys. Res.*, 96, 15 267–15 309, 1991
- Hendrick, F., Pommereau, J.-P., Goutail, F., Evans, R. D., Ionov, D., Pazmiño, A., Kyrö, E., Held, G., Eriksen, P., Dorokhov, V., Gil, M., and Van Roozendael M.: NDACC/SAOZ UV-visible total ozone measurements: improved retrieval and comparison with correlative ground-based and satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 5975–5995, doi:10.5194/acp-11-5975-2011, 2011.
- Hirota, I.: Equatorial Waves in the upper stratosphere and mesosphere in relation to semi-annual oscillation of the zonal wind, *J. Atmos. Sci.* 35, 714–722, 1978.
- Hocke, K., Kämpfer, N., Ruffieux, D., Froidevaux, L., Parrish, A., Boyd, I., von Clarmann, T., Steck, T., Timofeyev, Y. M., Polyakov, A. V., and Kyrölä, E.: Comparison and synergy of stratospheric ozone measurements by satellite limb sounders and the ground-based microwave radiometer SOMORA, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4117–4131, doi:10.5194/acp-7-4117-2007, 2007.
- Holton, J. R.: An introduction to dynamic meteorology 4th edition, Elsevier Academic Press, ISBN: 0-12-354015-1, California USA, 2004.
- Holton, J. R., and Alexander M. J.: The role of waves in the transport circulation of the middle atmosphere, *Atmospheric Science Across the Stratopause*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 123, 21–35, 2000.
- Holton, J. R., and Lindzen, R.: An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1076–1080, 1972.

Références

- Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., and Pfister, L.: Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403–439, 1995.
- Hubert, D., Lambert, J.-C., Verhoelst, T., Granville, J., Keppens, A., Baray, J.-L., Cortesi, U., Degenstein, D. A., Froidevaux, L., Godin-Beekmann, S., Hoppel, K. W., Kyrölä, E., Leblanc, T., Lichtenberg, G., McElroy, C. T., Murtagh, D., Nakane, H., Russell III, J. M., Salvador, J., Smit, H. G. J., Stebel, K., Steinbrecht, W., Strawbridge, K. B., Stübi, R., Swart, D. P., Taha, G., Thompson, A. M., Urban, J., van Gijssels, J. A., von der Gathen, P., Walker, K. A., Wolfram, E., and Zawodny, J. M.: Ground-based assessment of the bias and long-term stability of fourteen limb and occultation ozone profile data records, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 8, 6661–6757, doi:10.5194/amtd-8-6661-2015, 2015.
- Jarnot, R. F., Vincent, S. Perun, V. S., and Schwartz, M. J.: Radiometric and Spectral Performance and Calibration of the GHz Bands of EOS MLS, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1131–1143, 2006.
- Jiang, Y. B., Froidevaux, L., Lambert, A., Livesey, N. J., Read, W. G., Waters, J.W., Bojkov, B., Leblanc, T., McDermid, I. S., Godin-Beekmann, S., Filipiak, M. J., Harwood, R.S., Fuller, R. A., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Cofield, R. E., Cuddy, D. T., Jarnot, R. F., Knosp, B. W., Perun, V. S., Schwartz, M. J., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Wagner, P. A., Allaart, M., Andersen, S. B., Bodeker, G., Calpini, B., Claude, H., Coetzee, G., Davies J., De Backer H., Dier, H., Fujiwara, M., Johnson, B., Kelder, H., Leme, N. P., König-Langlo, G., Kyrö, E., Laneve, G., Fook, L. S., Merrill, J., Morris, G., Newchurch, M., Oltmans, S., Parrondos, M. C., Posny, F., Schmidlin, F., Skrivankova, P., Stubi, R., Tarasick D., Thompson, A., Thouret, V., Viatte, P., Vömel, H., vonDer Gathen, P., Yela, M., and Zabolock, G.: Validation of Aura Microwave Limb Sounder Ozone by ozonesonde and lidar measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S34, doi: 10.1029/2007JD008776, 2007.
- Jin, D., and Kirtman, B.: The impact of ENSO periodicity on North Pacific SST variability, *Clim. Dyn.*, 34, 7, 1015–1039, doi:10.1007/s00382-009-0619-3, 2010.
- Jones, A., Urban, J., Murtagh, D. P., Eriksson, P., Brohede, S., Haley, C., Degenstein, D., Bourassa, A., von Savigny, C., Sonkaew, T., Rozanov, A., Bovensmann, H., and Burrows, J.: Evolution of stratospheric ozone and water vapour time series studied with satellite measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6055–6075, doi:10.5194/acp-9-6055-2009, 2009.
- Kahn, B. H., Eldering, A., Ghil, M., Bordoni, S., and Clough S.A.: Sensitivity Analysis of Cirrus Cloud Properties from High-Resolution Infrared Spectra. Part I: Methodology and Synthetic Cirrus, *J. Climate*, 17, 4856–4870. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-3220.1>, 2004.
- Keckhut, P., Hauchecorne, A., and Chanin, M. L.: Midlatitude long-term variability of the middle atmosphere: Trends and cyclic and episodic changes, *J. Geophys. Res.*, 100, 9263–9272, 1995.
- Keim, C., Eremenko, M., Orphal, J., Dufour, G., Flaud, J.-M., Höpfner, M., Boynard, A., Clerbaux, C., Payan, S., Coheur, P.-F., Hurtmans, D., Claude, H., Dier, H., Johnson, B., Kelder, H., Kivi, R., Koide, T., López, B. M., Lambkin, K., Moore, D., Schmidlin, F. J., and Stübi, R.: Tropospheric ozone from IASI : comparison of different inversions algorithm and validation with ozonesonde in the northern middle-latitudes, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9329–9347, doi:10.5194/acp-9-9329, 2009.
- Kestin, T. A., Karoly, D. J., Yano, J.-I., and Rayner, N. A.: Time–Frequency Variability of ENSO and Stochastic Simulations, 11, 9, 2258–2272, 1998.
- Kinnarsley, J. S., and Tung, K. K.: Mechanisms for the extratropical QBO in circulation and ozone, *J. Atmos. Sci.*, 56, 12, 1942 – 1962, 1999.
- Kirgis, G.: Evaluation du transport isentropique à travers la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l’hémisphère sud, thèse de doctorat, Université de la Réunion, 1-158, 2008.
- Kirgis, G., Leblanc, T., McDermid, I. S., and Walsh, T. D.: stratospheric ozone interannual variability (1995-2011) as observed by lidar and satellite at Mauna Loa Observatory , HI and Table Mountain Facility , CA, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 5033–5047, doi:10.5194/acp-13-5033-2013, 2013.
- Kirtman, P. B.: The impact of ENSO periodicity on North Pacific SST variability, *Clim. Dyn.*, 34, 1015–1039 doi: 10.1007/s00382-009-0619-3, 2010.

Références

- Komhyr, W. D., Grass, R. D., and Lenoard, R.K., Dobson Spectrophotometer 83. A Standard for Total Ozone Measurements, 1962-1987, *J. Geophys. Res.*, 94, D7, 9847-9861, 1989.
- Komhyr, W. D., Mateer, C. L., and Hudson, R. D.: Effective Bass-Paur 1985 Ozone Absorption Coefficients for Use with Dobson Ozone Spectrophotometers, *J. Geophys. Res.*, 98, D11, 20451-20465, 1993.
- Konopka, P., Groö, J.-U., Günther, G. Ploeger, F., Pommrich, R. Müller, R., and Livesey, N.: Annual cycle of ozone at and above the tropical tropopause: observations versus simulations with the Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS), *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 121–132, 2010.
- Kramarova, N. A., Frith, S. M., Bhartia, P. K., McPeters, R. D., Taylor, S. L., Fisher, B. L., Labow, G. J., and DeLand, M. T.: Validation of ozone monthly zonal mean profiles obtained from the version 8.6 Solar Backscatter Ultraviolet algorithm, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 6887–6905, doi: 10.5194/acp-13-6887-2013, 2013.
- Kroon, M., Brinksma, E.J., Labow, G., and Balis, D.: OMTO3 Validation Status 200604, RP-OMIE-KNMI-820, Version 1.1, 1-24, 2006.
- Krueger, A., Schoeberl, M., Newman, P., and Stolarski, R.: the 1991 Antarctic ozone hole; TOMS observation, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 12, 1215-1218, 1992.
- Kuai, L., Shia, R.-L., Juan, X., Tung, K. K., and Yung, Y. L.: Modulation of the period of the quasi-biennial oscillation by the solar cycle, *J. Atmos. Sci.*, 66, 2418-2428, 2009.
- Kyrölä, E., Laine, M., Sofieva, V., Tamminen, J., Päiväranta, S.-M., Tukiainen, S., Zawodny, J., and Thomason, L.: Combined SAGE II–GOMOS ozone profile data set for 1984–2011 and trend analysis of the vertical distribution of ozone, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 10645–10658, doi:10.5194/acp-13-10645-2013, 2013.
- Labitzke, K., and McCormick, M.P.: Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2, 207-210, 1992.
- Labitzke, K., Austin, J., Butchart, N., Knight, J., Masaaki Takahashi, M., Nakamoto, M., Nagashima, T., Haigh, J., and Williams, V.: The global signal of the 11-year solar cycle in the stratosphere: observations and models, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 64, 203–210, 2002.
- Labitzke, K.: On the solar cycle-QBO relationship: a summary. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 67, 45-54, 2005.
- Labitzke, K.: The global signal of the 11-year sunspot cycle in the atmosphere: When do we need the QBO?, *Meteorolog. Zeitschrift*, 12, 4, 209-216, 2003.
- Lait, L. R.: Noted and correspondence: An Alternative form for Potential Vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 51, 12, 1754-1759, 1994.
- Lamarque, J-F., and Salomon, S.: Impact of Changes in Climate and Halocarbons on Recent Lower Stratosphere Ozone and Temperature Trends, *American Meteorological Society*, 23, 2599-2611, doi: 10.1175/2010JCLI3179.1, 2010.
- Lary, D. J., Waugh, D. W., Douglass, A. R., Stolarski, R. S., Newman, P. A., and Mussa, H.: Variations in stratospheric inorganic chlorine between 1991 and 2006, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21811, doi: 10.1029/2007GL030053, 2007.
- Leblanc, T., and McDermid, I. S.: Quasi-biennial oscillation signatures in ozone and temperature observed by lidar at Mauna Loa, Hawaii (19.5°N, 155.6°W), *J. Geophys. Res.*, 109, D14, 14,869-14,874, 2001.
- Lee, S., Shelow, D. M., Thompson, A. M. and Miller, S. K.: QBO and ENSO variability in temperature and ozone from SHADOZ, 1998–2005, *J. Geophys. Res.*, 115, D18105, doi: 10.1029/2009JD013320, 2010.
- Li, Y. and Thompson, W. J.: The Signature of the Stratospheric Brewer-Dobson circulation in Tropospheric Clouds, *Science and Technology Infusion Climate Bulletin*, 37th NOAA Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, Fort Collins, 2012.
- Lindzen, R., and Holton, J. R.: A theory of the Quasi-Biennial Oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 25, 1095-1107, 1968.

Références

- Liu, X., Bhartia, P. K., Chance, K., Froidevaux, L., Spurr, R. J. D., and Kurosu, T. P.: Validation of Ozone Monitoring Instrument (OMI) ozone profiles and stratospheric ozone columns with Microwave Limb Sounder (MLS) measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2539–2549, doi:10.5194/acp-10-2539-2010, 2010.
- Livesey, N. J., Filipiak, M. J., Froidevaux, L., Read, W. G., Lambert, A., Santee, M. S., Jiang, J. H., Pumphrey, H. C., Waters, J. W., Cofeld, R. E., Cuddy, D. T., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Fuller, R. A., Jarnot, R. F., Jiang, J. H., Knosp, B. W., Li, Q. B., Perun, V. S., Schwartz, M. J., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Wagner, P. A., Avery, M., Browell, E. V., Cammas, J.-P., Christensen, L. E., Diskin, G. S., Gao, R.-S., Jost, H.-J., Loewenstein, M., Lopez, J. D., Nedelec, P., Osterman, G. B., Sachse, G. W., and Webster, C. R.: Validation of Aura Microwave Limb Sounder O₃ and CO observations in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S02, doi: 10.1029/2007JD008805, 2008.
- Livesey, N. J., Read W. G., Froidevaux, L., Lambert, A., Manney, G. L., Pumphrey, H. C., Santee, M. S., Schwartz, M. J., Wang, S., Cofeld, R. E., Cuddy, D. T., Fuller, R. A., Jarnot, R. F., Jiang, J. H., Knosp, B. W., Stek, P. C., Wagner, P. A., and Wu, D. L.: Earth Observing System (EOS) Aura Microwave Limb Sounder (MLS) Version 3.3 Level 2 data quality and description document, JPL D-33509, Version 3.3x-1.0 January 18, 2011.
- Livesey, N. J., Snyder, V. W., Read, W. G., and Wagner, P. A.: Retrieval Algorithms for the EOS Microwave Limb Sounder (MLS), *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1144–1155, 2006.
- Logan, J. A., Megretskaia, I., Nassar, R., Murray, L. T., Zhang, L., Bowman, K. W., Worden, H. M., and Luo, M.: Effects of the 2006 El-Niño on tropospheric composition as revealed by data from the Tropospheric Emission Spectrometer (TES), *Geophys. Res. Lett.*, 35, L03816, doi: 10.1029/2007GL031698, 2008.
- Loon, H. V.: The half- year oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter, *J. Atmos. Sci.*, 24, 472-486, 1967.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L., and Merchant, J. W.: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 21, 6-7, 1303-1330, doi: 10.1080/014311600210191, 2000.
- Mackenzie, A. R.: *Handbook of Atmospheric Science: Principles and Applications*, chap VII: Stratospheric Chemistry and Transport, 189-210, Editors: C.N. Hewitt and V. Jackson, Blackwell Publishing, ISBN 0-632-05286-4, 2003.
- Maeda, K.: Semiannual oscillation of stratospheric ozone, *J. Res. Lett.*, 11, 583-586, 1984.
- Malanca, F. E., Canziani, P. O., and Arguello, G. A.: Trends evolution of ozone between 1980 and 2000 at midlatitudes over the Southern Hemisphere: Decadal differences in trends, *J. Geophys. Res.* 110, doi:10.1029/2004JD004977, 2005.
- Manabe, S. and Strickler, R. F.: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment, *Journ. Atmos. Sci.*, 21, 261-285, 1964.
- Marty, J. : Ondes de gravité atmosphériques observées par un réseau mondial de microbaromètres, thèse de doctorat, Université de Pierre et Marie Curie, 1-153, 2012.
- Massart, S., Clerbaux, C., Cariolle, D., Piacentini, A., Turquety, S., and Hadji-Lazaro, J.: First steps towards the assimilation of IASI ozone data into the MOCAGE-PALM system, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5073–5091, doi:10.5194/acp-9-5073-2009 2009.
- Matricardi, M.: A principal component based version of the RTTOV fast radiative transfer model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136: 1823–1835, doi:10.1002/qj.680, 2010.
- Mbatha, N., Sivakumar, V., Malinga, S. B., Bencherif, H., and Pillay, S. R.: Study on the impact of sudden stratosphere warming in the upper mesosphere-lower thermosphere regions using satellite and HF radar measurements, *Atmos. Chem. Phys.* 10, 3397–3404, 2010.
- McCormick, M. P., Thomason, W. L., and Trepte, C.: Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption, *Nature*, 373, 399-404, 1995.
- McIntyre, M. E., and Palmer, T. N.: The ‘surf zone’ in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 9, 825-849, 1984.

Références

- McIntyre, M. E., and Palmer, T. N.: Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, 305, 5935, 593-600, 1983.
- McMichael, A. J., Lucas, R., Ponsonby A.-L., and Edwards, S. J.: Stratospheric ozone depletion, ultraviolet radiation and health, *Climate change and human health*, 159-180, 2003.
- McPeters, R. D., and Labow, G. J.: An assessment of the accuracy of 14.5 years of Nimbus 7 TOMS Version 7 ozone data by comparison with the Dobson network, *Geophys. Res. Let.* Vol. 23, N°. 25, p.3695-3698, 1996.
- McPeters, R. D., and Labow, G. J.: Climatology 2011: An MLS and sonde derived ozone climatology for satellite retrieval algorithms, *J. Geophys. Res.*, 117, D10303, doi:10.1029/2011JD017006, 2012.
- McPeters, R. D., Bhartia, P. K., Krueger, A. J., Herman, J. R., Wellemeyer, C. G., Seftor, C. J., Jaross, G., Torres, O., Moy, L., Labow, G., Byerly, W., Taylor, S. L., Swissler, T., and Cebula, R. P.: Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide, NASA, Technical publication, Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland 20771 1998.
- McPeters, R. D., Labow G. J., and Johnson, B. J.: A satellite-derived ozone climatology for balloon-sonde estimation of total column ozone, *J. Geophys. Res.*, 102, D7, 8875-8885, doi: 10.1029/96JD02977, 1997.
- McPeters, R. D., Labow G. J., and Logan, J. A.: Ozone climatological profiles for satellite retrieval algorithms, *J. Geophys. Res.*, 112, D05308, doi: 10.1029/2005JD006823, 2007.
- Mecke, R.: The photochemical ozone equilibrium in the atmosphere, *Physik. Chem.*, B, 375-377, 1931.
- Meyer, Y.: A review of an introduction to wavelets, by Charles K. Chui, and Ten lectures on wavelets, by Ingrid Daubechies, *Bull. Amer. Math. Soc.* 28 350–360, 1993.
- Michel, C.: Rôle du déferlement des ondes de Rossby dans la variabilité climatique aux latitudes tempérées, thèse de doctorat, Université de Toulouse, 1-89, 2012.
- Molina, M. J., and Rowland, F. S.: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalysed destruction of ozone, *Nature*, 249, 5460, 810-812, 1974.
- Morris, G., Gage, B., Newman, P. A., Aikin, A. Heaps, W., Mes Frank, M., Larko, D., and Todaro, R. M.: The Chemical, Thermal, and Dynamical Structure of Earth's Atmosphere, chapter II of an electronic textbook: Stratospheric Ozone. http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/oz_class.htm. NASA's Goddard Space Flight Center Atmospheric Chemistry and Dynamics Branch.
- Mzé, N., Hauchecorne, A., Bencherif, H., Dalaudier, F., and Bertaux, J.-L. : Climatology and comparison of ozone from ENVISAT/GOMOS and SHADOZ/balloon-sonde observations in the southern tropics. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8025–8035, doi: 10.5194/acp-10-8025-2010, 2010.
- Nair, P. J., Godin-Beekmann, S., Kuttippurath, J., Ancellet, G, Goutail, F., Pazmiño, A, Froidevaux, L., Zawodny, J. M. , Evans, R. D. , Wang, H. J., Anderson, J., and Pastel, M.: Ozone trends derived from the total column and vertical profiles at a northern mid-latitude station, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 10373–10384, doi:10.5194/acp-13-10373-2013, 2013.
- NASA: National Aeronautics and Space Administration: Our changing atmosphere: Discoveries from EOS Aura, NP-2010-05-138-GSFC, www.nasa.gov , 2010.
- Nastrom, G. D., and Belmont, A. D.: Periodic variation in stratosphere-mesospheric temperature from 20-65 km at 80°N to 30°S, *J. Atmos. Sci.*, 32 , 1715-1722, 1975.
- Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin, F.-F., Wakata, Y., Yamagata, T. and Zebiak, S. E.: ENSO theory, *J. Geophys. Res.* 103, 14261-14290, 1998.
- Nevison, C. D., Solomon, S., and Gaot, R.S.: Buffering interactions in the modeled response of stratospheric O₃ to increased NO_x and HO_x, *J. Geophys. Res.*, 104, NO. D3, p. 3741-3754, 1999.
- Newman, P. A., Daniel, J. S., Waugh, D. W. and Nash, E. R.: A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (EESC), *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4537–4552, 2007.

Références

- Pastel, M., Goutail, F., Pazmino, A., Pommereau, J. P., and Held, G.: Proceedings of Reunion Island International symposium 143-146, 2007.
- Pastel, M., Pommereau, J.-P., Goutail, F., Richter, A., Pazmiño, A., Ionov, D., and Portafaix, T.: Construction of merged satellite total O₃ and NO₂ time series in the tropics for trend studies and evaluation by comparison to NDACC SAOZ measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 3337-3354, doi:10.5194/amt-7-3337-2014, 2014.
- Pavelin, E. G., English, S. J. and Eyre J. R.: The assimilation of cloud-affected infrared satellite radiances for numerical weather prediction, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134: 737–749, doi: 10.1002/qj.243, 2008.
- Pavlakakis, K. G., Hatzidimitriou, D., Drakakis, E., Matsoukas, C., Fotiadi, A., Hatzianastassiou, N., and Vardavas, I.: *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2013–2026, 2007.
- Pazmiño, A.: O₃ and NO₂ vertical columns using SAOZ UV-Visible spectrometer, *EPJ Web of Conferences*, 9, 201–214 doi: 10.1051/epjconf/201009016, 2010.
- Percival, D. B., and Walden, A. T.: *Wavelet Methods for Time Series Analysis*, Cambridge University Press, 1-156, 2000.
- Percival, D. B.: On estimation of the wavelet variance, *Biometrika*, 82, 619–631., 1995.
- Pickett, H. M.: Microwave Limb Sounder THz Module on Aura, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1106–1121, 2006.
- Plumb, R. A.: The interaction of two internal waves with the mean flow: implications for the theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 34, 12, 1847-1858, 1977.
- Pool, L. R. and McCormick, M. P.: Airborne lidar observations of Arctic polar stratospheric clouds: Indications of two distinct growth stages, *Geophys. Res. Lett.* 15, 21-23, 1988.
- Portafaix, T., Morel, B., Bencherif, H., Godin-Beekmann, S., Baldy, S., and Hauchecorne, A.: Fine scale study of a thick stratospheric ozone lamina at the edge of the southern subtropical barrier, *J. Geophys. Res.*, 108, 4196-4205, 2003.
- Portafaix, T.: *Ozone stratosphérique en zone tropicale sud, Transport méridien et effet de barrière dynamique*, thèse de doctorat, Université Paris VI, 100-125, 2003.
- Quiroz, R. S., and Miller, A. J.: Note on the semi-annual wind variation in the equatorial stratosphere, *Mon. Wea. Rev.*, 95, 9, 653-641, 1967.
- Randel, W. J., and Cobb, J. B.: Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature, *J. Geophys. Res.*, 99, D3, 5433-5447, 1994.
- Randel, W.J., and Thompson, A. M., Interannual variability and trends in tropical ozone derived from SAGE II satellite data and SHADOZ ozonesondes, *J. Geophys. Res.*, 116, D07303, doi: 10.1029/2010JD015195, 2011.
- Randel, W. J.; and Wu, F.: Isolation of the ozone QBO in SAGE II data by singular – value decomposition, *J. Atmos. Sci.*, 53, 7, 2546-2559. 2006.
- Randel, W.J., and Wu, F.: A stratospheric ozone profile data set for 1979–2005: Variability, trends, and comparisons with column ozone data, *J. Geophys. Res.*, 112, D06313, doi: 10.1029/2006JD007339, 2007.
- Randel, W.J., Garcia, R. R., Calvo, N., and Marsh, D.: ENSO influence on zonal mean temperature and ozone in the tropical lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 36, L15822, doi: 10.1029/2009GL039343, 2009.
- Ray, E., Holton, J. R., Fishbein, E. F., Froidevaux, L. and Water, J. W.: The Tropical semiannual oscillations in temperature and ozone as observed by the MLS, *J. Atmos. Sci.*, 51, 20, 3045-3052, 1994.
- Read, W. G., Shippony, Z., Schwartz, M. J. and Snyder, W. V *Earth Observing System (EOS) Microwave Limb Sounder (MLS) Forward Model Algorithm Theoretical Basis Document*, JPL D-18130/CL#04-2238, Version 1.0 19, 2004.

Références

- Read, W. G., Shippony, Z., Schwartz, M. J., Livesey, N. J., and Snyder, W. V.: The Clear-Sky Unpolarized Forward Model for the EOS Aura Microwave Limb Sounder (MLS), *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1367–1379, 2006.
- Reed, R. J.: A study of characteristic type of upper-level frontogenesis, *J. Met.*, 12, 226–237, 1955.
- Reed, R. J.: Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere, *Mon. Wea. Rev.* 95, 635–641, 1962.
- Reed, R. J.: Zonal wind behavior in the equatorial stratosphere and lower mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 71, 4223–4233, 1966.
- Reinsel, G. C.: Trend analysis of upper stratospheric Umkehr ozone data for evidence of turnaround, *Geophys. Res. Lett.*, 29, NO. 10, 1451, doi: 10.1029/2002GL014716, 2002.
- Rieder, H. E., Frossard, L., Ribatet, M., Staehelin, J., Maeder, J. A., Di Rocco, S., Davison, A. C., Peter, T., Weihs, P., and Holawe, F.: On the relationship between total ozone and atmospheric dynamics and chemistry at mid-latitudes – Part 2: The effects of the El Nino/Southern Oscillation, volcanic eruptions and contributions of atmospheric dynamics and chemistry to long-term total ozone changes, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 165–179, doi:10.5194/acp-13-165-2013, 2013,
- Rigozo, N. R., Rosa, M. B., Rampelotto, P. H., Echer, M. P., Echer, E., Jean, D., Nordemann, R., Pinheiro, D. K., and Schuch, N. J.: Reconstruction and searching ozone data periodicities in southern Brazil (29°S 53°W), *Rev. Bras. Meteorol.*, 27, 2, 243 – 252, 2012.
- Saint-Martin, D.: Etude comparative du rôle de la dynamique et de la chimie dans la modélisation de l’atmosphère moyenne, thèse de doctorat, Université de Toulouse, 1–78, 2010.
- Salawitch, R. J., Wofsy, S. C., Gottlieb, E. W., Lait, L. R., Newman, P. A., Schoeberl, M. R., Loewenstein, J. R., Podolske, S. E., Strahan, M. H., Proffitt, C. R., Webster, R. D., May, D. W., Fahey, D., Baumgardner, M., Dye, J. E., Wilson, J. C., Kelly, K. K., Elkins, J. W., Chan, K. R., and Anderson, J. G.: Chemical Loss of Ozone in the Arctic Polar Vortex in the Winter of 1991–1992, *Sciences*, 261, 1146–1149, 1993.
- Salby, M., and Callaghan, P.: Connection between the solar cycle and the QBO: the missing link, *J. Climate*, 13, 2652–2662, 2000.
- Schlüssel, P., Hultberg, T. H., Phillips, P. L., August, T., and Calbet, X.: The operational IASI Level 2 processor, *Adv. Space Res.*, 36, 982–988, doi:10.1016/j.asr.2005.03.008, 2005.
- Schoeberl, M. R., Douglass, A. R., Newman, P. A., Lait, L. R., Lary, D., Waters, J., Livesey, N., Froidevaux, L., Lambert, A., Read, W., Filipiak, M. J., and Pumphrey, H. C., *J. Geophys. Res.*, 113, doi: 10.1029/2007JD008678, 2008.
- Schwartz, M. J., Read, W. G., and Snyder, W. V.: EOS MLS Forward Model Polarized Radiative Transfer for Zeeman-Split Oxygen Lines, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1182–1191, 2006.
- Semane, N., Bencherif, H., Morel, B., Hauchecorne, A., and Diab, R. D.: An unusual stratospheric ozone decrease in the southern hemisphere subtropics linked to isentropic air-mass transport as observed over Irene (25.5°S, 28.1°E) in mid-May 2002, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1927–1936, doi:10.5194/acp-6-1927-2006, 2006.
- Shepherd, T. G.: The middle atmosphere, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 62, 1587–1601, 2000.
- Shiotani, M.: Annual, quasi-biennial, and El Nino-Southern Oscillation (ENSO) time-scale variations in equatorial total ozone, *J. Geophys. Res.*, 97, D7, 7625–7633, 1992.
- Sinnhuber, B.-M., Sheode, N., Sinnhuber, M., Chipperfield, M. P., and Feng, W.: The contribution of anthropogenic bromine emissions to past stratospheric ozone trends: a modelling study, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2863–2871, doi:10.5194/acp-9-2863-2009, 2009.
- Sivakumar, V., Baray, J.-L., Baldy, S., and Bencherif, H.: Tropopause characteristics over a southern subtropical site, Reunion Island (21°S, 55°E): Using radiosonde-ozonesonde data. *J. Geophys. Res.*, 111, D19111, doi: 10.1029/2005JD006430, 2006.

Références

- Sivakumar, V., Bencherif, H., Bègue, N., and Thompson, A. M.: Tropopause Characteristics and Variability from 11 year of SHADOZ Observations in the Southern Tropics and Subtropics, *J. Appl. Meteor. Climatol*, 50, 1403–1416, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JAMC2453.1>, 2011.
- Sivakumar, V., Portafaix, T., Bencherif, H., Godin-Beekmann, S., and Baldy, S.: Stratospheric ozone climatology and variability over a southern subtropical site: Reunion Island (21°S; 55°E), *Ann. Geophys.* 25, 2321–2334, 2007.
- Sivakumar, V., Tefera, D., Mengistu, G., and Botai, O. G.: Mean ozone and water vapor height profiles for southern hemisphere region using radiosonde / ozonesonde HALOE satellite data, *Adv. Geosci.* 16, *Atm. Sci.*, 263–271, 2010.
- Smit, H. G. J., Straeter, W., Johnson, B. J., Oltmans, S. J., Davies J., Tarasick, D. W., Hoegger B., Stubi, R., Schmidlin, F. J., Northam, T., Thompson, A.M., Witte, J. C., Boyd, I., and Posny, F.: Assessment of the performance of ECC-ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental simulation chamber: Insights from the Juelich Ozone Sonde Intercomparison Experiment (JOSIE), *J. Geophys. Res.*, 112, D19306, doi:10.1029/2006JD007308, 2007.
- Solomon, S., Garcia, R. R., Rowland, F. S., and Weubbles, D. J.: On the depletion of Antarctic ozone, *Nature*, 321, 755–778, 1986.
- Solomon, S.: Stratospheric ozone depleting: A review of conception and story, *Rev. Geophys.* 37, 3, 275–316, 1999.
- Soukharev, B. E., and Hood, L. L.: Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models, *J. Geophys. Res.*, 111, D20314, doi: 10.1029/2006JD007107, 2006.
- SPARC: Assesment of trend in the verticle distribution of ozone, Report No.1. WMO Ozone Research and Monitoring Project. Report No. 43, 1998.
- Stiller, G. P., von Clarmann, T., Haenel, F., Funke, B., Glatthor, N., Grabowski, U., Kellmann, S., Kiefer, M., Linden, A., Lossow, S., and Lopez-Puertas, M.: Observed temporal evolution of global mean age of stratospheric air for the 2002 to 2010 period, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 3311–3331, doi:10.5194/acp-12-3311-2012.
- Stiller, G. P., von Clarmann, T., Hopfner, M., Glatthor, N., Grabowski, U., Kellmann, S., Kleinert, A., Linden, A., Milz, M., Reddmann, T., Steck, T., Fischer, H., Funke, B., Lopez-Puertas, M., and Engel, A.: Global distribution of mean age of stratospheric air from MIPAS SF6 measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 677–695, 2008.
- Stolarski, R. S., Schoeberl, M. R., Newman, P. A., McPeters, R. D., and Krueger, A. J.: The 1989 Antarctic ozone hole as observed by TOMS, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 9, 1267–1270, 1990.
- Stolarski, R.S. and Ciceron, R.J.: Stratospheric Chlorine: a Possible Sink for Ozone, *Can. J. Chem*, 52, 1610–1615, 1974.
- Thiéblemont, R., *Dynamique de la stratosphère au printemps et en été: étude des couplages tropiques/pôles*, thèse de doctorat, Université d'Orléans, 18-50, 2012.
- Thompson, A. M, Witte C. J., McPeters, R. D., Oltmans, S. J., Schmidlin, F. J., Logan, J. A., Fujiwara, M., Kirchhoff, W. J. H., Posny, F., Coetzee, J. R., Hoegger, B., Kawakami, S., Johnson, B. J., Vömel, H., and Labow, G.: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements, *J. Geophys. Res.*, 108, D2, 8238, doi: 10.1029/2001JD000967, 2003a.
- Thompson, A. M, Witte, C. J., Smit, G. J., Oltmans, S. J., Schmidlin, F. J, Logan, J. A, Fujiwara, M., Kirchhoff, W J. H., Posny, F., Coetzee, J. R., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Fortuin, J. P. F., and Kelder, H. M.: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 2. Tropospheric variability and the zonal wave-one, *J. Geophys. Res.*, Vol 108, NO. D2, 8241, doi: 10.1029/2002JD002241, 2003b.
- Thompson, A. M., Miller, S. K, Tilmes, S., Kollonige, D. W., Witte, C. J., Oltmans, S. J., Johnson, B. J., Fujiwara, M., Schmidlin, F. J., Coetzee, G. J. R., Komala, N., Maata, M., bt Mohamad, M., Nguyo, J., Miyai, C., Ogino, S-Y., Da Silva, F.R., Leme, N. M. P., Posny, F., Scheeles, R., Selkirk, H. B., Shiotani, M., Stübi, R. , Levrat, G., Calpini, B., Thouret, V., Tsuruta, H., Canossa, J. V., Vömel, H., Yonemura, S., Diaz, J. A., Thanh, N. T. T., and Ha, H. T.: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) ozone climatology (2005–2009): Tropospheric and

Références

- tropical tropopause layer (TTL) profiles with comparisons to OMI-based ozone products, *J. Geophys. Res.*, 117, D23301, doi: 10.1029/2011JD016911, 2012.
- Thompson, A. M., Witte, C. J., Smit, G. J., Oltmans, S. J., Johnson, B. J., Kirchhoff, V. W., and Schmidlin, F. J.: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2004 tropical ozone climatology: 3. Instrumentation, station-to-station variability, and evaluation with simulated flight profiles, *J. Geophys. Res.*, Vol. 112, D03304, doi: 10.1029/2005JD007042, 2007.
- Thuiller, G., and Bruinsman, S.: The Mg II index for upper atmosphere modelling, *Ann. Geophys.*, 19, 219–228, 2001.
- Torrence, C., and Compo, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61–78, 1998.
- Turquety, S., Hadji-Lazaro, J., Clerbaux, C., Hauglustaine, D. A., Clough, S. A., Cassé, V., Schlüssel, P. and Mégie, G.: Operational trace gas retrieval algorithm for the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer, *J. Geophys. Res.*, Vol 109, D21301, doi: 10.1029/2004JD004821, 2004.
- United Nation, Environment Program (UNEP/PNUE): Handbook for the Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer, ISBN: 9966-7319-0-3, <http://www.unep.org/ozone> , 2009.
- United Nation, Environment Program (UNEP/PNUE): The Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer, ISBN: 92-807-1888-6, <http://www.unep.org/ozone>, 2000.
- Viatte, C., Schneider, M., Redondas, A., Hase, F., Eremenko, M., Chelin, P., Flaud, J-M., Blumenstock, T., and Orphal, J.: Comparison of ground-based FTIR and Brewer O₃total column with data from two different IASI algorithms and from OMI and GOME-2 satellite instruments, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 535–546, doi:10.5194/amt-4-535, 2011.
- Wang, W., and Ding, J.: Wavelet Network Model and Its Application to the Prediction of Hydrology, *Nature and Science*, 1,1, 67- 71, 2003,
- Waters, J. W., Froidevaux, L., Harwood, R.S., Jarnot, R.F., Pickett, H.M., Read, W.G., Siegel, P. H., Cofield, R. E., Filipiak, M. J., Flower D. A., Holden, J. R., Lau, G. K., Livesey, N. J., Manney, G. L., Pumphrey, H. C., Santee, M. L., Wu, D. L., Cuddy, D. T., Lay R. R., Loo M. S., Perun, V. S., Schwartz, M. J., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Boyles, M. A., Chandra, K. M., Chavez, M. C., Chen, G-S., Chudasama, B. V., Dodge, R., Fuller, R. A., Girard, M. A., Jiang, J. H., Jiang, Y., Knosp, B.W., LaBelle, R. C., Lam, J. C., Lee, K. A., Miller, D., Oswald, J. E., Patel, N. C., Pukala, D. M., Quintero, O., Scaff, D. M., Snyder, W. V., Tope, M. C., Wagner, P. A., and Marc J. W.: The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura Satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 5, 1075–1092, 2006.
- Waters, J. W., Froidevaux, L., Jarnot, R.F., Read, W.G., Pickett, H.M., Harwood, R.S., Cofield, R.E., Filipiak, M.J., Flower, D.A., Livesey, N.J., Manney, G.L., Pumphrey, H.C., Santee, M.L., Siegel, P.H., and Wu, D.L.: Earth Observing System (EOS) Microwave Limb Sounder (MLS) An Overview of the EOS MLS Experiment, JPL D-15745 / CL# 04-2323, Version 2.0: 2 September 2004.
- Waugh, D. W, David, B., Considine, D. B., and Fleming, E. L.: Is upper stratospheric chlorine decreasing as expected? , *J. Geophys. Lett.* 28, 7, 1187–1190, doi: 10.1029/2000GL011745, 2001.
- Waugh, D. W., and Hall, T. M.: Age of stratospheric air: Theory, observation and models, *Rev. Geophys.*, 40, 4, 1010, doi: 10.1029/2000RG000101, 2002.
- Weber, M., Dhomse, S., Wittrock, F., Richter, A., Sinnhuber, B. M., and Burrows, J. P.: Dynamical control of NH and SH winter/spring total ozone from GOME observations in 1995–2002, *Geophys. Res. Lett.*, 30,11,1583, doi: 10.1029/2002GL016799, 2003.
- Weber, M., Dikty, S., Burrows, J. P., Garny, H., Dameris, M., Kubin, A., Abalichin, J., and Langematz, U.: The Brewer-Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 11221–11235, doi:10.5194/acp-11-11221, 2011.
- Weng, H., and Lau, K.-M.: Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2523–2541, 1994.

Références

- Witte, J. C., Schoeberl, M. R., Douglass, A. R., and Thompson, A. M.: The Quasi-biennial Oscillation and annual variations in tropical ozone from SHADOZ and HALOE, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3929–3936, doi:10.5194/acp-8-3929-2008, 2008.
- WMO/OMM: World Meteorological Organization: Atmospheric ozone: assessment of our understanding of the processes controlling its present distribution and change. Its Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 16, Geneva, 1985.
- WMO/OMM: World Meteorological Organization: Comparison of Total Ozone measurements of Dobson and Brewer spectrophotometers and recommended transfer functions. GAW N° 149, Geneva, 2003.
- WMO/OMM: World Meteorological Organization: Global Ozone Research and Monitoring Project. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, Report No. 52, Geneva, 2010.
- WMO/OMM: World Meteorological Organization: Global Ozone Research and Monitoring Project. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014, Report No. 55, Geneva, 2014.
- WMO/OMM: World Meteorological Organization: Operation Handbook Ozone observation with a Dobson Spectrometer, GAW N° 183, Geneva, 2008.
- WMO/OMM: World Meteorological Organization: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project. Report No. 44, Geneva, 1998.
- Xingang, D., Ping, W., and Jifan, C.: Multiscale characteristics of the rainy season rainfall and interdecadal decaying of summer monsoon in North China, *Chinese Sci. Bull.*, 48, 24; 2730–2734, 2003.
- Yang, E-S., Cunnold, D. M., Salawitch, R. J., McCormick, M. P., Russell III, J. Zawodny, J. M. Oltmans, S., and Newchurch, M. J.: Attribution of recovery in lower-stratospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 111, D17309, doi:10.1029/2005JD006371, 2006.
- Yang, Q., Cunnold, D. M., Wang, H.-J., Froidevaux, L., Claude, H., Merrill, J., Newchurch, M., and Oltmans, S. J.: Midlatitude tropospheric ozone columns derived from the Aura Ozone Monitoring Instrument and Microwave Limb Sounder measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, D20305, doi: 10.1029/2007JD008528, 2007.
- Yi, L., Chunhui, L., Yong, W., and Erkki, K.: The quasi-biennial and semi-annual oscillation features of tropical O₃, NO₂, and NO₃ revealed by GOMOS satellite observations for 2002–2008, *Chinese Sci. Bull.*, 56: 1921–1929, doi: 10.1007/s11434-011-4519-7, 2011.
- Zerefos, C. S., Tourpali, K., Bojkov, B. R., and Balis, D. S.: Solar activity-total column ozone relationships: Observations and model studies with heterogeneous chemistry, *J. Geophys. Res.*, 102, NO. D1, p. 1561–1569, 1997.
- Zerefos, C. S., Bais, A. F., and Ziomas, I. C.: On the Relative Importance of Quasi-Biennial Oscillation and El Niño/Southern Oscillation in the Revised Dobson Total Ozone Records, *J. Geophys. Res.*, 97, NO. D9, p. 10135–10144, 1992.
- Zhou, L. B., Akiyoshi H., and Kawahira, K.: Analysis of year-to-year ozone variation over the subtropical western Pacific region using EP_TOMS data and CCSR/NIES nudging CTM, *J. Geophys. Res.*, 109, D20, doi: 10.1029/2003JD003412, 2003.
- Zhou, D. K., Allen, M., Larar, A. M., Liu, X., William, L. Smith, W. L., Strow, L., Yang, P., Schlüssel, P., and Calbet, X.: Global Land Surface Emissivity Retrieved From Satellite Ultraspectral IR Measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* VOL. 49, N°4, doi:10.1109/TGRS.2010.2051036, 2011.
- Zhou, D. K., William, L. Smith, W. L., Liu, X., Allen, M., Larar, A. M., Huang, H-L. A., Li, J., Matthew, J. McGill, M. J., and Mango, S. A.: Thermodynamic and cloud parameter retrieval using infrared spectral data, *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 32, L15805, doi:10.1029/2005GL023211, 2005.
- Zhou, D. K., William, L. Smith, W. L., Liu, X., Allen, M., Larar, A. M., Mango S. A., and Huang, H-L.: Physically Retrieving Cloud and Thermodynamic Parameters from Ultraspectral IR Measurements. *J. Atmos. Sci.*, 64, 969–982, doi: 10.1175/JAS3877.1, 2007.

Références

- Ziemke, J. R., and Chandra, S.: La Nina and El Nino—induced variabilities of ozone in the tropical lower atmosphere during 1970–2001, *Geophys. Res. Lett.*, 30, NO. 3, 1142, doi: 10.1029/2002GL016387, 2003.
- Ziemke, J. R., Chandra, S., Duncan, B. N., Froidevaux, L., Bhartia, P. K., Levelt, P. F., and Waters, J. W.: Tropospheric ozone determined from Aura OMI and MLS: Evaluation of measurements and comparison with the Global Modeling Initiative's Chemical Transport Model, *J. Geophys. Res.*, 111, D19303, doi: 10.1029/2006JD007089, 2006.
- Ziemke, J. R., Chandra, S., Labow, G. J., Bhartia, P. K., Froidevaux, L., and Witte, J. C.: A global climatology of tropospheric and stratospheric ozone derived from Aura OMI and MLS measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9237–9251, doi:10.5194/acp-11-9237-2011, 2011.
- Ziemke, J. R., Chandra, S., Oman, L. D., and Bhartia, P. K.: A new ENSO index derived from satellite measurements of column ozone, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3711–3721, doi:10.5194/acp-10-3711-2010, 2010.
- Zou, H., Chongping, J., and Libo, Z.: QBO signal in total ozone over Tibet, *Adv. Atmos. Sci.*, 17, p. 562–568, 2000.

Liste des figures

-
- Figure 0. 1 : Structure thermique de l'atmosphère. Le profil en rouge indique la variation de la température sur les différentes couches de l'atmosphère, tandis que la courbe verte explique la variation moyenne du profil de l'ozone. La couche d'ozone est représentée par la partie grisée. La variation de la densité de l'air est donnée par la ligne noire (<http://ozonedepletiontheory.info/primary-cause-of-warming.html>). 2
- Figure 0. 2 : Distribution méridionale moyenne de l'ozone stratosphérique en unité Dobson par Km (<http://ozonedepletiontheory.info/primary-cause-of-warming.html>) 3
- Figure 0. 3 : Evolution mesurée et modélisée de la colonne totale de l'ozone dans la bande de latitude moyennée 60°N-60°S pendant la période 1960-2100. La ligne rouge fine est une représentation des quantités d'ozone observées jusqu'à ce jour et prévues pour l'avenir. La région hachurée en rose présente les prévisions données par les modèles (MWO-UNEP, 2010). 5
- Figure 0. 4 : Trou d'ozone antarctique le 02 octobre avec une superficie de 28.2millions de km². C'est la surface la plus large enregistrée en 2015 (<http://www.theozonehole.com/2015.htm>). 6
- Figure 0. 5 : Géolocalisation des sites tropicaux et subtropicaux sélectionnés dans le cadre de ce travail. 8
- Figure 1. 1 : Moyenne des champs de vent zonaux et de température en fonction de l'altitude et de la latitude pour le mois de janvier, entre 1979 et 1998. Les contours blancs continu (pointillés) représentent la vitesse des vents d'est/ d'ouest par pas de 10 m.s⁻¹. L'échelle de couleur et les contours noirs indiquent les valeurs de la température présentées par pas de 20 K. D'après Cordero et al. (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_6/index.htm). 17
- Figure 1. 2 : Représentation schématique de l'action des ondes dans l'atmosphère moyenne. Les lignes de courant de la circulation méridienne induite par le déferlement des ondes sont représentées de manière schématique (bleu). La structure du vent zonal est représentée en noir tandis que les zones grisées correspondent aux zones de déferlement des ondes. D'après Saint-Martin, (2010). 18
- Figure 1. 3 : Colonnes totales de l'ozone au-dessus de l'Antarctique observées les 15, 20, 25 et 30 septembre 2002 par GOME. Le trou d'ozone s'est divisé le 25 septembre suite à l'action d'une onde planétaire d'ordre 2 ayant permis la division du vortex en deux. D'après Baldwin et al. (2003). 20
- Figure 1. 4 : Schéma conceptuel des principales régions de la basse et moyenne stratosphère, expliquant le mécanisme de transport méridien dans l'hémisphère d'hiver (à gauche) et dans l'hémisphère d'été (à droite). Les flèches larges indiquent le transport diabatique et les flèches ondulés caractérisent le transport isentropique. Les traits fins représentent les surfaces isentropes (300 K, 330 K, 380 K, et 400 K) et le trait gras indique la tropopause. D'après MWO/OMM, (1998). 21
- Figure 1. 5 : Distribution de la moyenne zonale du rapport de mélange de méthane (ppmv) suivant l'altitude et la latitude pour le mois de janvier, mars , juillet et octobre. Les flèches blanches indiquent le sens du transport des masses d'air. D'après Cordero et al (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_6/index.htm). 22
- Figure 1. 6 : Diagramme schématisant la circulation induite par les ondes caractérisée par les lignes noires fléchées dans la stratosphère en hiver. La zone grise indique la zone de surf où déferlent les ondes et les longs tirets caractérisent les surfaces isentropes. Les lignes en tirets gras représentent les lignes iso-rapport de mélange d'un composant de gaz de trace à longue durée de vie tandis que la ligne pointillée caractérise la tropopause. D'après Holton et Alexander, (2000). 23

Liste des figures

- Figure 1. 7 : Distribution de l'âge de l'air stratosphérique (en année) moyenné sur 22 ans (1989-2010) en fonction de la latitude et de l'altitude. D'après Diallo et al. (2012)..... 25
- Figure 1. 8 : Vorticité potentielle sur la surface isentrope 850 K (proche de 10 hPa) pour l'hémisphère sud aux dates indiquées durant le mois de septembre 2002. Le vortex polaire correspond aux valeurs de vorticité potentielle représentée en bleue. D'après Baldwin et al. (2003)..... 28
- Figure 1. 9 : Schéma traduisant la circulation des masses d'air entre les différents réservoirs de la stratosphère. D'après WMO/OMM, (1985)..... 30
- Figure 1. 10 : Distribution annuelle de la colonne totale de l'ozone (DU) à l'échelle globale. D'après Mackenzie, (2003)..... 31
- Figure 1. 11 : (a) Distribution saisonnière de la vitesse du vent zonal (u) à 50 km. (b) Variation saisonnière du vent zonal (u) à l'équateur en fonction de l'altitude. D'après Belmont et al. (1975) 32
- Figure 1. 12 : Distributions temporelles de la variabilité de l'ozone (haut) et de la température (bas) en fonction de la pression, mesurée par MLS/UARS au-dessus de l'équateur entre octobre 1991 et septembre 1993. D'après Ray et al. (1994)..... 36
- Figure 1. 13 : Distribution de la moyenne mensuelle dessaisonnalisée du vent zonal en fonction de l'altitude, observée au-dessus de la région équatoriale entre 1964 et 1990. Les vents d'est sont colorés en bleu et les vents d'ouest en rouge. D'après Baldwin et al. (2001). 37
- Figure 1. 14 : Représentation de l'évolution de la circulation moyenne à l'origine des oscillations quasi-biennales. La procédure est schématisée en 4 étapes : (a) vent à cisaillement vertical d'ouest (+) en basse altitude et d'est (-) en moyenne et haute altitude dans la stratosphère faisant absorber la propagation des ondes à vitesse de phase orientée vers l'ouest (c négative). (b) propagation des ondes d'ouest (c positive) vers les hautes altitudes. (c) déferlement des ondes à vitesse de phase d'ouest et forçages du vent vers une direction est. (d) après changement de phase du vent zonal, les ondes d'ouest atteignent leur niveau critique et se dissipent à basse altitude. D'après Baldwin et al. (2001) 38
- Figure 1.15 : Schéma illustrant la QBO aux tropiques pendant la propagation descendante de la phase ouest (gauche) et d'est (droite). On observe, entre autre, le modèle de circulation moyenne du vent zonal et le modèle de distribution thermique moyenne. D'après Cordero et al. (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/class/Chap_6/index.htm) 40
- Figure 1. 16 : (a) Anomalie de température de la surface de la mer (SST) pendant les phases El-Niño (gauche) et La Niña (droite) (<http://la.climatologie.free.fr/enso/ENSO-PDO.htm>). (b) Variation mensuelle des anomalies de SST dans la région équatoriale du pacifique central (5°N-5°S 120W°-170°W) (<http://www.metoffice.gov.uk>). 42
- Figure 1. 17 : Climatologies de la SST et du vent de surface en avril (a) et en octobre (b) pour la période 1961-1990. La SST est représentée par les contours séparés par un intervalle de 2°C et la tension du vent ($m^2 \cdot s^{-2}$) est présentée par les flèches orientées vers la direction de la circulation du vent. D'après Dijkstra, (2006)..... 43
- Figure 1. 18: Aperçu global des processus océaniques et atmosphériques intervenant sur le mécanisme de couplage du système océan-atmosphère en période « normale ». D'après Dijkstra, (2006)..... 44
- Figure 1. 19 : Distribution temporelle du nombre de taches mensuelles observées sur 5 cycles d'activité solaire. D'après Haigh, (2011)..... 46
- Figure 1. 20: A gauche : représentation verticale de la distribution méridienne de la corrélation entre le flux solaire (onde radio à 10.7cm) et la moyenne zonale de la température pour le mois de février. La partie colorée en rouge représente les régions où la corrélation est au-dessus de 0.5. Droite : la différence de température (K)

enregistrée entre le maxima et le minima du flux solaire associés au mois du février. La partie colorée en bleu indique la région où la corrélation est au-dessus de 0.5. La lettre « n » représente le nombre d'années considérées : la totalité (haut), pendant la phase d'est (milieu) ou la phase d'ouest (bas) de la QBO. D'Après Labitzke, (2005)..... 48

Figure 1. 21 : a) Valeur de la colonne totale d'ozone moyennée sur 10 ans d'activité solaire maximale, b) valeur de la colonne totale de l'ozone moyennée sur 10 ans d'activité solaire minimale et c) la différence calculée entre les deux cas. Les contours sont espacés de 5 DU et les données sont générées à partir d'un modèle expérimental du Met Office. D'après Labitzke et al. (2002)..... 49

Figure 2. 1: Vue schématique du système optique du spectromètre Dobson (WMO/ OMM, 2008). 61

Figure 2. 2 : Profils verticaux d'ozone obtenus par radiosondage au-dessus d'Ascension Island pendant le mois de janvier 2008. Le profil en rouge représente la moyenne mensuelle calculée pour janvier, tandis que les profils tracés en bleu sont ceux enregistrés le 03(a) et le 31 (b) janvier 2008..... 63

Figure 2. 3 : Profil journalier (rouge) de concentration d'ozone enregistré le 03 janvier 2008 par MLS au-dessus du site « Ascension Island ». Le profil journalier est la moyenne de 12 profils enregistrés autour du site lors du passage du satellite. Les lignes roses représentent 2σ par rapport à la moyenne. Le profil d'ozone tracé en bleu est obtenu par observation radiosondage effectué au-dessus du site le même jour. 67

Figure 2. 4 : Variabilité (en %) des profils MLS sur les 8 stations SHADOZ. La variabilité est définie comme le rapport entre l'écart-type et la moyenne mensuelle. Les sites sont numérotés de (a) à (h) dans le sens équateur - subtropical. Les noms des sites sont mentionnés sur les graphes. 69

Figure 2. 5 : Comparaison des moyennes mensuelles de la TCO enregistrée entre janvier 2005 et décembre 2012 par OMI (bleu) avec les spectromètres Dobson et SAOZ sur 8 sites de l'hémisphère sud. Les mesures par SAOZ sont effectuées à la Réunion et Bauru. Les graphiques sont numérotés de (a) à (h) et les noms et coordonnées des sites sont indiqués sur chaque graphe..... 75

Figure 2. 6 : (Haut) : Différences relatives de la moyenne mensuelle de la TCO entre OMI et Dobson par rapport à Dobson sur 6 stations tropicales et subtropicales pendant la période allant de janvier 2005 à décembre 2012. (Bas) : Différences relatives de la moyenne mensuelle de la TCO entre OMI et SAOZ par rapport à SAOZ sur Réunion et Bauru pendant la période allant de janvier 2005 à décembre 2012..... 78

Figure 2. 7 : Moyennes mensuelles des TCO enregistrées par TOMS (bleu) et par OMI (noir) au-dessus de Natal (haut) et Melbourne (bas)..... 79

Figure 2. 8 : Comparaison des moyennes mensuelles des TCO enregistrées entre juillet 2008 et décembre 2012 sur IASI (noir) avec OMI (bleu), et par les spectromètres Dobson et SAOZ sur les 13 sites d'étude (rouge). Les mesures par SAOZ sont effectuées à la Réunion et Bauru. Les figures sont numérotées de (a) à (m) et les noms des sites sont indiqués sur chaque figure. 83

Figure 2. 9 : Différences relatives des moyennes mensuelles des TCO entre IASI et les autres instruments (Dobson, SAOZ et OMI) sur 13 stations tropicales et subtropicales pendant la période allant de janvier 2008 à décembre 2012..... 85

Figure 2. 10 : Moyenne mensuelle des TCO mesurées sur chaque station par les instruments TOMS (noire), OMI (bleu), IASI (rouge) et les spectromètres basés au sol SAOZ et Dobson. Les mesures faites par SAOZ concernent les sites de Bauru et la Réunion. La liste des stations est numérotée de (a) à (l) et ordonnée en fonction de la latitude, dans le sens Equateur vers le Pôle sud. 88

Figure 2. 11 : Variations des moyennes mensuelles des TCO obtenues à partir des observations TOMS (noire), OMI (bleue) et IASI (rouge) au-dessus de Melbourne. La courbe verte représente les valeurs de TCO fusionnées

des 3 instruments. La courbe rose (graphe du bas) est la série temporelle de la moyenne mensuelle mesurée par Dobson sur la même station.	90
Figure 2. 12 : Variations des moyennes mensuelles des séries temporelles reconstruites pour chaque région (équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c))......	92
Figure 2. 13 : Différences relatives mensuelles (en pourcentage) entre les profils obtenus par MLS et par radiosondages sur 8 sites SHADOZ de l'hémisphère sud, entre janvier 2005 et décembre 2012.	93
Figure 2. 14 : Moyenne de la différence relative (rouge) et l'écart type associé (rose) entre MLS et SHADOZ sur chaque site. La liste des stations est numérotée de (a) à (h) est ordonnée en fonction de la latitude, dans le sens Equateur vers le Pôle sud.	94
Figure 2. 15: Une comparaison explicitant les profils moyens mensuels enregistrés le mois de juin par MLS (noir) et SHADOZ (bleu) pour créer la climatologie (rouge) de juin sur Natal. La tranche d'altitude où les deux profils sont fusionnés (moyenne médiane de 2 observations) est cadrée par deux lignes rouges en pointillés.	96
Figure 2. 16 : Comparaison entre le cycle annuel de la TCO obtenue à partir d'une intégration des profils normalisés et celle enregistrée par SAOZ sur la Réunion et Dobson sur Irène. La couverture temporelle est de 15ans (1998-2012) ; les figure en bas présente la différence relative calculée avec comme référence les mesures spectrométriques.	98
Figure 3. 1: Parties réelle (ligne solide) et imaginaire (ligne en pointillés) de l'ondelette de Morlet utilisée comme ondelette mère dans le présent travail.	106
Figure 3. 2 : (a) Série temporelle normalisée de la TCO mesurée au-dessus de la région équatoriale. (b) Spectre de puissance de l'ondelette obtenu à partir de l'ondelette du Morlet normalisée. La courbe en noire à l'intérieur du spectre (trait épais) caractérise le cône d'influence à l'intérieur duquel les effets mis en évidence sont statistiquement significatifs. Les lignes blanches caractérisent les zones du spectre au-dessus du seuil de significativité à 95%. (c) Spectre d'ondelettes global caractérisant le spectre local moyenné dans les échelles du temps ; il permet de mettre en évidence les modes principaux intervenant dans le modèle de variation de la série temporelle (a). La ligne bleue caractérise la limite au-delà de laquelle la bande fréquentielle est au-dessus du seuil de significativité.	110
Figure 3. 3 : Identique à la figure 3.2, mais pour la région tropicale. La série temporelle est constituée de la moyenne de 4 stations localisées entre 10° S et 23°S.	112
Figure 3. 4 : Identique à la figure 3.3, toutefois ici la série temporelle correspond à la moyenne mensuelle des observations sur 2 sites proches : Fiji et Samoa.	113
Figure 3. 5 : Identique à la figure 3.3, toutefois ici il s'agit de la région subtropicale. La série temporelle est constituée de la moyenne des 4 stations localisées entre 23°S et 40°S.	115
Figure 4. 1: Variations mensuelles des TCO au-dessus des trois régions d'étude : (a) équatoriale, (b) tropicale et (c) subtropicale.	121
Figure 4. 2 : Variation saisonnière de la colonne totale de l'ozone au-dessus des régions équatoriale (bleu), tropicale (noire) et subtropicale (rouge).La barre d'erreur indique l'écart-type associé à la moyenne mensuelle.	122
Figure 4. 3 : Concentrations de l'ozone en mol.cm ⁻³ obtenus à partir de la combinaison des données MLS et radiosondages sur les 8 sites du réseau SHADOZ. Les sites sont numérotés de (a) à (h) suivant une configuration équateur - subtropicale. Les noms des sites sont mentionnés sur les graphes.	123

Figure 4. 4 : (a) Profils moyens de concentration d’ozone sur les trois régions : équatoriale (0-10° S), tropicale (10°-20° S) et subtropicale (20°-30° S). (b) Variation du profil de concentration d’ozone aux subtropiques sur quelques mois de l’année.	125
Figure 4. 5 : Variation saisonnière du rapport de mélange d’ozone obtenu à partir des profils normalisés au-dessus du Natal et Irène. Les contours du bas caractérisent les variations au niveau de la troposphère, tandis que les contours du haut présentent la variation au niveau de la stratosphère.	126
Figure 4. 6 : Série temporelle dessaisonnalisée de l’ozone (courbe en gris) sur les régions équatoriales (a), tropicales (b) et subtropicales (c). La courbe en noire est la vitesse du vent zonal enregistrée à 30 hPa au-dessus de Singapore.	128
Figure 4. 7 : Activité du flux solaire mesuré sur 10.7 cm entre la période janvier 1992 et décembre 2012. ...	130
Figure 4. 8 : Anomalies d’ozone (ppmv) observées entre 15 km et 52 km au-dessus des régions équatoriale (a) et tropicale (b). Les anomalies d’ozone sont obtenues en dessaisonnant le signal temporel constitué des profils mensuels d’ozone enregistrés par MLS entre août 2004 et décembre 2012.	132
Figure 4. 9 : Coefficient de corrélation calculé entre le signal du QBO_30hPa et les anomalies d’ozones observées au-dessus des régions équatoriale et tropicale présentées à la figure 4.8.	133
Figure 4. 10 : Anomalies de température (K) observées entre 15 et 52 km au-dessus des régions équatoriale (a) et tropicale (b). Les anomalies de températures sont obtenues en dessaisonnant le signal temporel constitué des profils mensuels de température enregistré par MLS entre août 2004 et décembre 2012.	134
Figure 4. 11 : Corrélation entre anomalies d’ozone et anomalies de température au-dessus des régions équatoriale (symboles «*») et tropicale (symboles «°»).	135
Figure 4. 12 : Profils moyens des concentrations d’ozone mesurées par MLS entre 2004 et 2012 au niveau de la stratosphère des régions équatoriale et tropicale.	136
Figure 5. 1 : Représentation des différents forçages utilisés comme entrées dans le modèle Trend-Run. Du haut vers le bas : (a) les fonctions sinusoïdales de période de 12 mois et (b) 6 mois exprimant respectivement la variabilité saisonnières annuelle et semi-annuelle du climat, (c) le flux solaire, (d) la moyenne mensuelle du signal de la QBO à 30hPa au-dessus du Singapore, (e) l’Indice Multi-variable de l’ENSO (MEI) et (f) la fonction synthétique de la tendance.	142
Figure 5. 2 : Evolution temporelle de la moyenne mensuelle des TCO (bleu) mesurées au-dessus des régions équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c). Les courbes superposées en noir représentent TCO simulées par le modèle Trend-Run.	144
Figure 5. 3 : Distributions verticales de la concentration de l’ozone (mol.cm ⁻³) mesurées entre 15 km et 30 km au-dessus des régions équatoriale (a), tropicale (b) et subtropicale (c). La région équatoriale est constituée des mesures effectuées sur Nairobi, Natal, Ascension et Java ; La région tropicale est constituée de Samoa et Fiji et les subtropiques sont représentés par Irène et la Réunion.	145
Figure 5. 4 : Profils des coefficients de détermination statistique R ² calculés à partir du modèle appliqué sur les données des profils mensuels d’ozone enregistrés entre 15 km et 30 km au-dessus des régions équatoriale (trait bleu continu) , tropicale (trait noir pointillé) et subtropicale (trait noir continu).	146
Figure 5. 5 : Variations annuelles du flux solaire 1.07 cm (haut) et des moyennes annuelles normalisées des TCO (bas) enregistrées pendant la période 1998-2012 au-dessus des régions équatoriale (a) , tropicale (b) et subtropicale (c).	152

- Figure 5. 6 : Profils des pourcentages de contributions des oscillations annuelles, AO (à gauche) et semi-annuelles, SAO (à droite) obtenus à partir du modèle Trend-Run appliqué aux profils d’ozone mesurés au-dessus des régions équatoriale (en haut), tropicale (au milieu) et subtropicale (en bas). Les écart-types (lignes pointillées) par rapport à la moyenne de la contribution exprimée en pourcentage sont également représentés. 153
- Figure 5. 7 : Profils (en%)des pourcentages de contributions (gauche) de la QBO et de réponses en pourcentage par indice de la QBO (droite) obtenus à partir du modèle Trend-Run appliqué aux profils d’ozone mesurés au-dessus des régions équatoriale (haut), tropicale (milieu) et subtropicale (bas). Les lignes grises sont les écart-types par rapport à la moyenne de la contribution exprimée en pourcentage. 156
- Figure 5. 8 : Idem que la figure 5.7 mais pour l’oscillation ENSO : régions équatoriale (en haut), tropicale (au milieu) et subtropicale (en bas). Les lignes grises représentent les écarts-types par rapport à la moyenne de la contribution exprimée en pourcentage..... 158
- Figure 5. 9 : Evolutions temporelles des valeurs moyennes mensuelles de l’ozone (en bleu) enregistrées au-dessus sur chaque site. Les courbes en noires superposées représentent l’évolution de l’ozone simulé par le modèle de régression, pendant que les lignes droites illustrent les tendances obtenues par le modèle Trend-Run. Les sites sont numérotés de (a) à (l) suivant une configuration allant de l’équateur vers les subtropiques.... 163
- Figure 5. 10 : Distribution latitudinale des tendances obtenues sur l’ensemble des sites étudiés. La barre d’erreur est représentée par 1σ 164
- Figure 5. 11: Distribution longitudinale des tendances moyennes obtenues sur l’ensemble des sites étudiés. La barre d’erreur est représentée par 1σ 164
- Figure 5. 12 : Profils des tendances d’ozone obtenus à partir du modèle Trend-Run entre 15 km et 30 km. Le profil (a) représente la région équatoriale, (b) représente la région tropicale, (c1) représente la Réunion et (c 2) représente Irène. Etant donnée la manque de données sur Irène entre janvier 2008 et octobre 2012, la tendance sur Irène est calculée sur la base des profils moyens mensuels d’ozone enregistrés entre janvier 1998 et octobre 2007 (10 ans). Les lignes grises représentent l’écart-type autour du profil moyen. 165

Liste des tableaux

Tableau 2. 1: Couverture temporelle des données collectées pour chaque station considérée (13 au total)	58
Tableau 2. 2 : Nombre de jour d'observation SAOZ par mois et par site	60
Tableau 2. 3: Nombre de jours d'observation Dobson par moi et par site.	61
Tableau 2. 4: Nombre de profils mensuels enregistrés sur chaque site durant la période d'étude (1998-2012).....	62
Tableau 2. 5: Biais, RMS, précision des mesures mensuelles, coefficient de corrélation entre OMI et les spectromètres SAOZ (Bauru et la Réunion) et Dobson (6 autres stations).....	77
Tableau 2. 6: Biais, RMS, et coefficient de corrélation entre les mesures TCO obtenues par OMI et TOMS par rapport à OMI sur les 13 sites de l'étude	80
Tableau 2. 7: Biais, RMS, et coefficient de corrélation (R) obtenus entre les observations IASI et les observations des autres instruments (OMI, Dobson et SAOZ) sur les 13 sites de l'étude.....	81
Tableau 2. 8 : Biais saisonnier observé entre IASI et les autres instruments (OMI, Dobson et SAOZ). Les données de tous les sites ont été fusionnées.	84
Tableau 2. 9: Facteurs de normalisation mensuels obtenus sur chacun des 8 sites SHADOZ.	97
Tableau 5. 1 : Pourcentage de contribution moyenne ($\pm \sigma$) de chaque forçage (cycles annuel et semi-annuel, cycle solaire, QBO et ENSO) sur la variabilité totale de la TCO sur chaque site	146
Tableau 5. 2: Magnitude de la réponse du forçage (annuelle et semi-annuelle, flux solaire, QBO et ENSO) sur la variabilité totale de l'ozone pour chaque site. La réponse est donnée en pourcentage par unité normalisée du forçage.....	147

Annexes

Comparison of Total column ozone measurements from OMI/AURA satellite and ground based instruments in the southern hemisphere

A. M. Tohir¹, V. Sivakumar² and H. Bencherif¹

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR 8105, Université de la Réunion, Saint-Denis, Réunion, France

²School of chemistry and physics, Discipline of Physics, University of KwaZulu Natal, Durban, South Africa

Abstract

In this paper, the monthly average of total column ozone measured by ground based instruments (Dobson and SAOZ) is compared with that from OMI/Aura satellite for 8 years (2005-2012) in 8 southern hemisphere stations. A good agreement is found between the two instruments (less than 5%) especially in the Indian Ocean and the mid-latitude zone where a correlation coefficient of 0.98 is observed between OMI and ground based

Keywords: ozone, OMI, Dobson, SAOZ, stratosphere, correlation coefficient, bias.

Introduction

Ozone plays an important role on photochemical equilibrium of atmosphere (Mecke, 1931). In the troposphere, ozone determines the oxidizing capacity of major species and considered as one of the potential air pollutants having a significant impacts on human health and ecosystems. Contrarily, stratospheric ozone plays a key and beneficial role in absorbing the harmful ultraviolet radiation (McMichael et al, 2003). Evolution of stratospheric ozone concentration depends on several parameters such as the spatial and temporal variation of stratospheric dynamic structure (Semane et al, 2006; Bencherif et al., 2011); the stratospheric chemical constituents (including ozone-depleting substances (ODSs), greenhouse gases (GHGs), water vapour and aerosols) and the changes in the tropospheric and in the stratospheric due to natural variability and anthropogenic activities. Based on the above facts, it is important to monitor ozone and total ozone continuously with consistent and accurate.

Total ozone measurements are made using satellite instruments and ground based observations such as SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zenitale) (Pazmiño, 2010), Brewer and Dobson spectrophotometer (Komhyr et al, 1993). Satellite measurements offer the best method for providing the total ozone measurements over the globe with good spatial coverage, but their resolution is poor compared to most ground-based instruments, so it is important to compare satellite and ground based measurement in order to validate satellite observations. Balis et al, (2007) has achieved a validation study on OMI-(Ozone Monitoring Instrument) TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) products using Dobson and Brewer data from some stations of the WOUDC (World Ozone Ultraviolet Radiation Data Centre) network which have correlation with OMI measurement. Through their study an agreement of 1% was found, between OMI-TOMS measurement and the selected ground based collocated stations. Moreover, Boynard et al, (2009) used IASI (Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge)

total column for comparison with GOME-2 (Global Ozone Monitoring Experiment) measurements on global scale and those from 88 ground based (Dobson and Brewer) stations. They reported good correlation through this study: correlative coefficients of 0.9 and 0.85 were found between IASI and both GOME-2 and ground based respectively. A study has been achieved at Kishinev site (47.01°N, 28.86°E) on comparison between Total Column from OMI and an Ozonometer ground based instrument (Aculinin and Smicov, 2010). This study has shown that OMI underestimates data from ground based with a negative bias of -2.36%.

The number of stations located in the northern hemisphere are high than the southern hemisphere. Thus, most of studies on validation of total ozone from satellite using ground based data contain more stations from the northern hemisphere. The southern hemisphere situation is not well represented and consequently less documented. In this work, we have focused on the southern hemisphere stations and we present a comparative study between OMI-TOMS and ground based (Dobson and SAOZ) on the Total column of monthly average observed over 8 stations (see Fig. 1 and Table 1).

Instruments and Data

OMI-TOMS Satellite Data

The (OMI) is an instrument onboard Aura satellite launched in 2004, 15 July into a near polar sun-synchronous orbit at 705 km. OMI is a compact nadir viewing, wide swath, which measures atmospheric trace gas concentrations such as ozone and nitrogen, as well as cloud and aerosol properties in three broad spectral regions (UV-1, UV-2, and VIS). OMI has a spectral resolution of the order of ~0.5nm. OMI Total column ozone products Version 8 are used in this paper and are retrieved using two wavelengths (317.5 nm and 331.2 nm under most conditions while 331.2 nm and 360 nm are used for high ozone and high solar zenith angle). For more information on OMI instrument, the reader may

refer to OMI Algorithm Theoretical Basis Document Volume II (Pawan K Bhartia, 2002).

Ground based data

Ground based ozone total column data used in this work are from the World Meteorological Organization GAW (Global Atmosphere Watch) network that is available on the WOUDC website (<http://www.woudc.org>). Eight southern hemisphere stations are selected in this work. Fig.1 presents geographical locations of the selected stations. Bauru and Reunion Island total columns of ozone are measured by SAOZ instruments while total columns of ozone of the rest of stations are from Dobson instruments.

The Dobson spectrophotometer principal is based on the differential absorption method in the ultraviolet Huggins band where ozone exhibits strong absorption features. Total ozone observations are made with the Dobson spectrophotometer by measuring the relative intensities of selected pairs of ultraviolet wavelengths. The most used are the double pair (305.5/325.5 nm and 317.6/339.8 nm) and (311.45/332.4 nm and 316.6/339.8 nm) emanating from the sun, moon or zenith sky (WMO, 2008). One can refer to Khomyr et al., (1989) for further information on Dobson instrument and its operating mode.

The SAOZ operates in the visible and ultraviolet spectral bands. It is a passive remote-sensing instrument which measures the sunlight scattered from the zenith sky in the wavelength range between 300 nm and 600 nm with a spectral resolution value of 0.8 nm. The SAOZ is dedicated to measure total ozone and nitrogen columns under a solar zenith angle up to 91°. SAOZ instrument and their features are documented by Pazmiño, (2010).

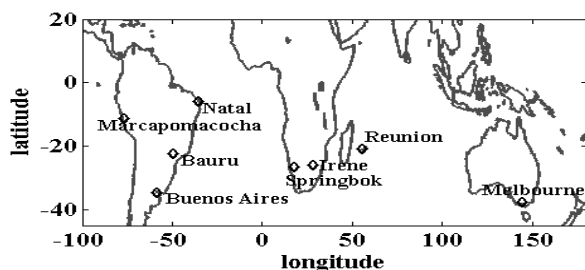


Figure 1: The geographical location of eight southern stations considered for the study.

Monthly average of SAOZ Total columns of ozone observed over Reunion and Bauru stations and those of

Dobson observed over the 6 other sites are compared with OMI-TOMS overpasses for the selected sites. Results are presented and discussed in the following sections.

Results

Comparative study is performed on the monthly averages of total ozone observed from OMI and from ground based SAOZ and Dobson experiments. Fig. 2 presents total column variations observed by both (ground based shown in black and OMI in grey) instruments. A good agreement in term of variation is clearly observed between OMI and ground based measurements. The best agreement is observed in the Indian Ocean and the subtropical region where correlation coefficients of 0.99, 0.98 and 0.97 are found at Melbourne, Reunion Island and Buenos-Aires, respectively. The lowest correlation is observed at Marcapomacocha in the pacific coastal zone with a coefficient of 0.67. For the tropical sites, the coefficients of correlation are high and reach 0.95, which is in accordance with Balis et al. (2007) who reported an agreement of 0.8% between OMI satellite and ground measurement in the subtropical region, but less improved values in the tropical region.

In order to quantify the monthly mean differences between satellite and ground measurements, the relative differences in percentage with respect to ground based measurement have been computed. Results are plotted in the Fig. 3. Relative differences in percentage of approximately $\pm 5\%$ are observed on subtropical region, Indian Ocean and Africa. Most observations show negative biases between OMI and ground measurement in South America tropical zone. Indeed OMI underestimates the total ozone observed in Bauru station. The relative difference observed over this station is the highest. It goes from -1.5% to -8.3%. This corresponds to ~ 11 DU maximum differences between SAOZ and OMI. Similarly for Marcapomacocha site, the relative differences between OMI and Dobson measurements are high. It is found moreover that 98% of monthly values from Dobson instrument at Natal and Marcapomacocha are higher than those from OMI instrument. By contrast, in the case of Irene and Springbok (South African subtropical sites), only 31% of monthly values are underestimated by OMI. The best agreement is found for Buenos-Aires site, where 92% of monthly values show a relative difference of around $\pm 1.9\%$ between OMI and Dobson instrument. In order to give an accurate information on the variability of the monthly mean observed by each instrument

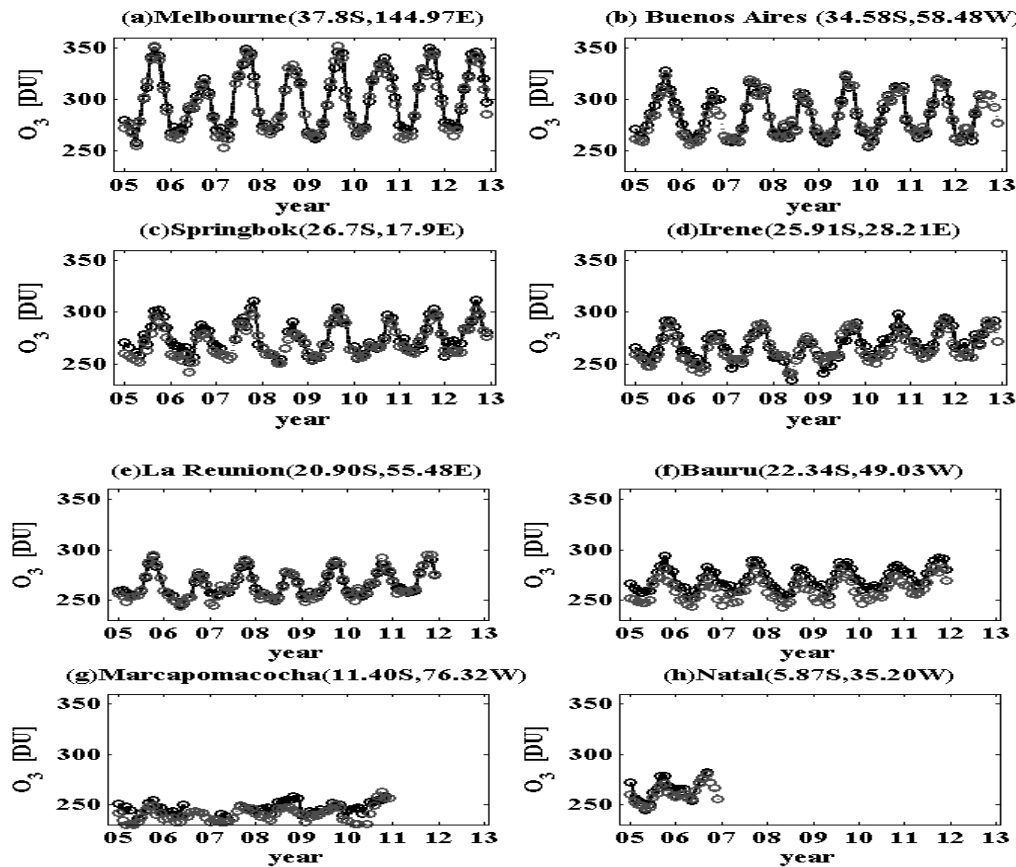


Figure 2: Total column ozone from ground based (black) and OMI (gray) for different South hemisphere stations.

, the standard deviation (STD) associated with the monthly average has calculated. The monthly mean precision is taken as the ratio of the STD and the corresponding monthly mean value. Table 1 gives the monthly precision in percentage obtained by each instrument for all the station. The monthly precision gives the dispersion state of the daily measurements around the monthly mean. It is understandable through Table 1 that the monthly variability depends upon the latitude. It is high in the subtropical region and decrease moving towards the equatorial region. This situation shows that the dispersion of daily means on the monthly mean is not significant in the tropical zone. Difference between monthly precisions for ground based and satellite are very small, that show the existent of good agreement in term of daily observation between OMI and ground based observation. In order to quantify the validation of monthly mean observed from OMI with as ground based, the referential instrument; the percentage of the overall uncertainty (% U) is calculated following the relation: $U = b + 2\sqrt{\sigma^2}$

Where b is the systematic error and σ represents the difference between the monthly precision of OMI and that of ground based. Thus the overall uncertainty recorded between OMI and ground based

measurements for each station is given in the last column of Table 1. This precision is pronounced with a confidential degree of 95% between OMI and ground based instruments.

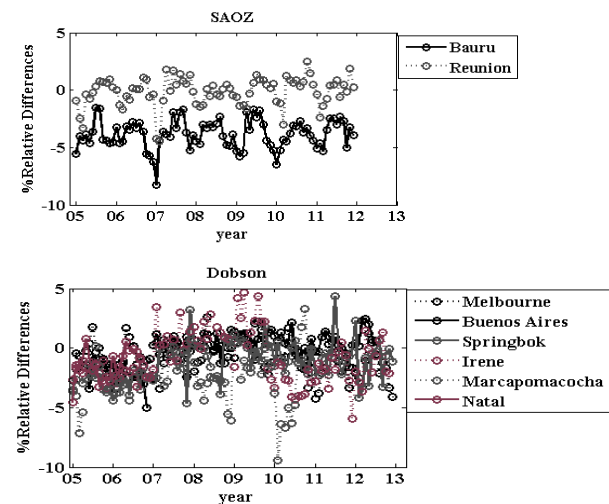


Figure 3: Relative differences between OMI and ground based (SAOZ and Dobson) measurements.

Effectively the best agreement is found in the Indian Ocean and mid-latitude zone and the lowest agreement

Annexes

is observed at Marcapomacocha in the coastal pacific zone

Table 1: Summary of percentage of systematic error and overall uncertainty obtained between OMI and ground based instruments for each site. The monthly precision value of each instrument is also given in the 3rd column.

	% systematic error (b)	%Monthly precision		%Overall uncertainty (U)
		OMI	Ground	
Melbourne	1.6546	5.3727	5.1774	3.1086
Buenos Aires	1.4619	5.2481	5.3769	3.0550
Springbok	2.1339	3.4741	3.2562	3.6093
Irene	2.3255	2.8003	2.8277	4.4928
Bauru	4.0516	2.7538	2.3437	5.4458
Reunion Island	1.2597	2.8463	2.0138	3.2323
Marcapomacocha	3.3854	2.5566	1.7626	5.6841
Natal	1.8791	1.5044	1.7665	3.0638

Conclusion

The monthly mean total columns of ozone from OMI/Aura satellite and ground based instruments have been used and compared for 8 southern hemisphere stations using the data collected from year 2005 to 2012. Correlation coefficient, relative difference and overall uncertainty have been calculated between OMI and ground based observations. A good agreement is found between the two instruments (less than 5%) depending on the location. The best agreement is found in the Indian Ocean and the mid-latitude regions with a correlation coefficient of 0.98 and an overall uncertainty around 3%. The lowest correlation coefficient is observed at Marcapomacocha in the pacific coastal zone where the high uncertainty of 5.58% between OMI and Dobson instrument is observed.

Acknowledgement

The present work is supported on the GDRI ARSAIO (Atmospheric Research in Southern Africa and the Indian Ocean), a French-South-African co-operative programme-network supported by the French Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and the South Africa National Research Foundation (NRF). The first author (AMT) acknowledges the Indian Ocean Bureau of AUF (Agence Universitaire de la Francophonie) and the University of KwaZulu Natal for travel and hosting under invited student exchange on the above NRF-CNRS bi-lateral research project (UID 68668). The authors are thankful for the different individuals who have made the effort on data-sets used in this study via their website.

References

Aculinin A. and Smicov.V. (2010). Comparison of total column ozone data from OMI measurements with ground based observation at The Kishinev site, republic of MOLDOVA, *Moldavian Journ. PhysScien*, Vol.9, MD 20-28.

Balis D. *et al.* (2007). Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground-based observations. *Journ. Geophy Res.* VOL. 98, NO. 112, D24S46.

Bencherif H. *et al.* (2011). Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4° S, 70.3° E), *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 363-373, doi:10.5194/acp-11-363-2011, 2011.

Boynard A. *et al.* (2009). Measurements of total and tropospheric ozone from IASI: comparison with correlative satellite, ground-based and ozonesonde observations. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, p. 6255–6271

Komhyr W. D., Grass R. R. and Leonard R. K. (1989). Dobson Spectrophotometer 83 A Standard for Total Ozone Measurement, *Journ. Geophy Res.* VOL. 98, NO. D7, p. 9847-9861.

Komhyr W. D. Mateer C. L. and Hudson R. D. (1993). Effective Bass-Paur 1985 Ozone Absorption Coefficients for Use With Dobson Ozone Spectrophotometer, *Journ. Geophy. Res.* VOL. 98, NO.D11, p. 20451-2046.

McMichael A.J. Lucas R. Ponsonby A.-L. and Edwards. S.J. (2003). Stratospheric ozone depletion, ultraviolet radiation and health. *Climate change and human health*, p. 159-180.

Mecke R. (1931). The photochemical ozone equilibrium in the atmosphere. *Physik. Chem.* 1931, pages 375-377.

Pawan K Bhartia. (2002). OMI Algorithm Theoretical Basis Document, *Version 2.0*, August 2002.

Pazmiño A. (2010). O3 and NO2 vertical columns using SAOZ UV-Visible spectrometer, *EPJ Web of conference*. p. 201-214.

Semane N. *et al.* (2006). An unusual stratospheric ozone decrease in the Southern Hemisphere subtropics linked to isentropic air-mass transport as observed over Irene (25.5° S, 28.1° E) in mid-May 2002. *Atmos. Chem.phys.* p. 1927-1936.

World Meteorological Organization (WMO), (2008). GAW N° 183; Operation handbook ozone observation with a DOBSON spectrophotometer, *WMO/TD-No 1469*

Study on variability and trend of Total Column Ozone (TCO) obtained from combined satellite (TOMS and OMI) measurements over the southern subtropic

Abdoulwahab M. Tohir^{*1,2}, Venkataraman Sivakumar², Thierry Portafaix¹ and Hassan Bencherif¹

¹LACy, UMR 8105, 15 avenue René Cassin Université de la Réunion, St-Denis 97715, Réunion, France.

mohamed.abdoulwahab@univ-reunion.fr

²School of chemistry and physics, Discipline of Physics, University of KwaZulu Natal, PB: X54001 Durban 4001, South Africa. vankataramans@ukzn.ac.za

In this paper, the total column ozone (TCO) from TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) and OMI (Ozone Monitoring Instrument) measurements are merged to form a time series for 15 years of observation over four (4) southern subtropical site (Melbourne, Buenos Aires, Springbok and Irene). The merged data are applied on Trend-Run model to study variability and trend of ozone observed over the four site between 1998 and 2012. The Trend-Run is a multi-regression model based on the principle of breaking down the variations of ozone time-series into a sum of several forcings (seasonal cycles, QBO, ENSO, IOD, Solar cycles...) that explain most of its variability. The trend values are from the residual terms as a linear function. A preliminary study has been conducted to validate the merged satellite data by comparing with Dobson measurement. A good agreement that is expressed by regression coefficient (R^2) > 0.92 is observed between the grounds based (Dobson) and satellite data for all stations. The results show positive trends over our study sites but more important over Africa (> 1.85% per decade) and Australia (> 1.38 per decade) than the Argentinian region (0.6% per decade). Ozone variability in the subtropical region is dominated by an annual cycle, moreover, the weights of semiannual cycle, QBO and solar flux on ozone variability are clearly seen especially over the South African sites.

1. Introduction

Ozone plays a key role as it protects biosphere on harmful of ultraviolet solar radiation. Most of ozone is formed on the tropic but transported by the Brewer-Dobson circulation to high latitude and subtropical region where complex process such as the dynamical barrier and the polar vortex have been taken place (Bencherif et al., 2011). Ozone variation in this subtropical zone depends on several parameter such as stratospheric dynamical activity and chemical evolution of ozone depleting substances. Quantifying ozone variability and trends using historical observations is important to understand temporal variability and validating models used to predict future evolution. The Trend-Run model is a statistical tool adapted at Reunion University dedicated to study of ozone and temperature variability and trend estimates (Bègue et al, 2010). This model is adopted in this work to study

the case of South Africa, Australia and Argentina in the subtropical region. Contrarily of northern subtropic, the southern subtropic is poorly documented due to the limited number of observation sites. Satellite observation offer the best way for providing ozone measurements with good spatial coverage. The Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data is the primary continuous record of satellite based observation available to monitor total ozone for long-term and study the trend at global and regional scale. TOMS instrument have been successfully flown onboard several satellites from 1978 to 2006; the latest instrument was aboard the Earth Probe (EP) satellite operational from 1996 to 2006. In the frame of EOS (Earth observing System) program, TOMS is replaced by OMI (Ozone Monitoring Instrument) instrument launched onboard Aura satellite since July 2004 and operational up to now. OMI and EP/TOMS data are combined to form

the time -series used in this work. Uncertainties of satellite measurements are high than most of ground based, thus it is advisable to compare satellite data with ground based in order to validate satellite data before used for scientific purpose. In the present work, the combined satellite data is validated using Dobson spectrometer data recorded over collocated stations. The merged satellite is used after validation to study the variability and estimate the trend over the subtropical selected sites. This paper is organized as follow: next section gives brief description of instruments and method used for data combination and comparison. The obtained results on validation of satellite data, the variability and trend estimate are given in the section 3. A summary is presented in the last section.

2. Data source and analysis

2.1. Data Source

TOMS instrument have been onboard for the first time on Nimbus-7 (1978-1993), then Meteor-3 (1991-1994), ADEOS (1996-1997) and Earth Probe (1996-2006). The TOMS mission is to provide a global map of atmospheric ozone distribution with high resolution. TOMS measure Total Column Ozone (TCO) and others species such as sulfur dioxide. TCO used in this work are the version 8 overpass of EP/TOMS Satellite. As the previous TOMS instrument, EP/TOMS measured TCO by observing both incoming solar energy and backscattered ultraviolet radiation at six different wavelengths (379.95nm, 359.88nm, 339.66nm, 331.06nm, 317.35nm and 312.34nm). More detail on TOMS description and operator mode, readers may refer to McPeters, (1998).

OMI instrument is flown onboard Aura satellite since 15 July 2006 into a near polar sun-synchronous orbit at 705 km. OMI is a compact nadir viewing, wide swath, which measures atmospheric trace gas concentrations such as ozone and nitrogen, as well as cloud and aerosol properties in three broad spectral regions (UV-1, UV-2, and VIS). OMI has a spectral resolution of the order of ~0.5nm. OMI provide two (2) product of TCO: the OMI DAOS and OMI TOMS. However the OMI TOMS TCO overpass products Version 8 are used in this paper and are retrieved using two wavelengths (317.5 nm and 331.2 nm under most conditions while 331.2 nm and 360 nm are used for high ozone and high solar zenith angle). For more information on OMI instrument, the reader may refer to OMI Algorithm Theoretical Basis Document Volume II (Bhartia, 2002).

Regarding the ground based data source, the Dobson data from collocated stations are chosen as reference to validate satellite observation. The Dobson spectrophotometer principal is based on the differential absorption method in the ultraviolet Huggins band where ozone exhibits strong absorption features. Total ozone observations are made with the Dobson spectrophotometer by measuring the relative intensities of selected pairs of ultraviolet wavelengths. The most used are the double pair (305.5/325.5 nm and 317.6/339.8 nm) and (311.45/332.4 nm and 316.6/339.8 nm) emanating from the sun, moon or zenith sky. One may refer to Komhyr et al., (1993) for further information on Dobson instrument and its operating mode.

2.2. Data analysis

First data analysis consist to compare the monthly mean of combined satellite data with ground measurements from Dobson using statistical descriptive method. Comparison index used are bias, RMS (Root Mean Square), correlation and relative difference (RD) between Dobson and satellite. RD for a given month 'm' is calculated as follow:

$$RD_m = 100 \times \frac{Sat_m - Dobson_m}{Dobson_m} \quad (\text{eq.1})$$

$Dobson_m$ and Sat_m represent the monthly mean values of Dobson and Satellite dataset respectively. During the simultaneous period of TOMS and OMI observation (October 2004-december 2006) a good agreement in term of correlation ($R^2 > 0.98$) is observed between TOMS and OMI observations for all station. However, rarely TOMS measurements are slightly higher than OMI. The observed bias between OMI and TOMS for individual station is used to adjust the two observations. The merged satellite data of a given station is taken as the mean of adjusted measurement.

3. Results

3.1. Comparison between satellite and Dobson measurements

The monthly mean of TCO observed by Dobson Instrument from January 1998 to December 2012 over four subtropical sites are compared with the combined satellite data recorded over collocated stations. Good agreement is found between the two observations. Figure 1 present time-evolution of TCO observed over springbok by ground based and satellite instrument. It is clearly seen that Dobson measurement fit well the combined satellite data. The observed agreement through figure 1 is quantified by

regression coefficient $R^2=0.95$ and bias evaluated at $-0.30\pm1.69\%$ between measurements.

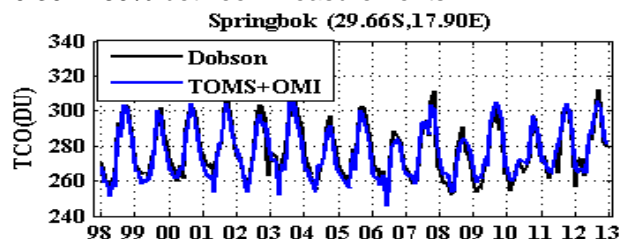


Figure 1: TCO from Dobson and combined satellite observed over Springbok from 1998 to 2012.

Result obtained on comparative study between Dobson and satellite data on the 4 subtropical sites are summarized on table 1. One can see through Table 1 the existence of good agreement between measurements for the four (4) selected sites.

Table 1. Comparison between satellite and Dobson instrument data for the period from January 1998 to December 2012 on Melbourne (Melb), Buenos Aires (Buen), Springbok (Spri) and Irene (Iren)

	Lat	Long	% bias	RMS (DU)	R^2
Melb	-37.80	144.97	1.42 ± 1.32	4.86	0,99
Buen	-34.58	-58.48	1.80 ± 1.67	5.70	0,97
Spri	-29.66	17.90	-0.30 ± 1.69	4,72	0,95
Iren	-25.91	28.21	0.41 ± 2.04	4.14	0,92

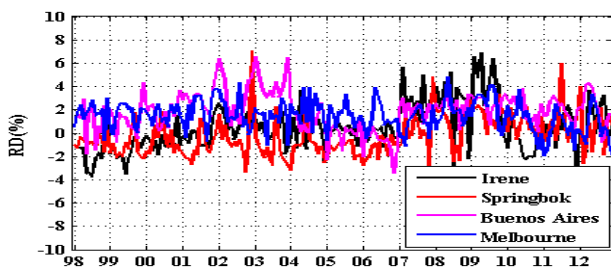


Figure 2. Relative difference between Dobson and combined satellite observed over 4 subtropical sites

Relative difference in percentage is presented on figure 2. The recorded difference is found to be low and within $\pm 4\%$ for most of cases. Moreover same isolate cases are observed where difference is high than 4% but non-significant ($<8\%$). Because of this agreement, combined satellite data can be used in subtropical region to study long-term variability and predict future evolution of ozone.

3.2. Study on Variability and trend based on Trend-Run model.

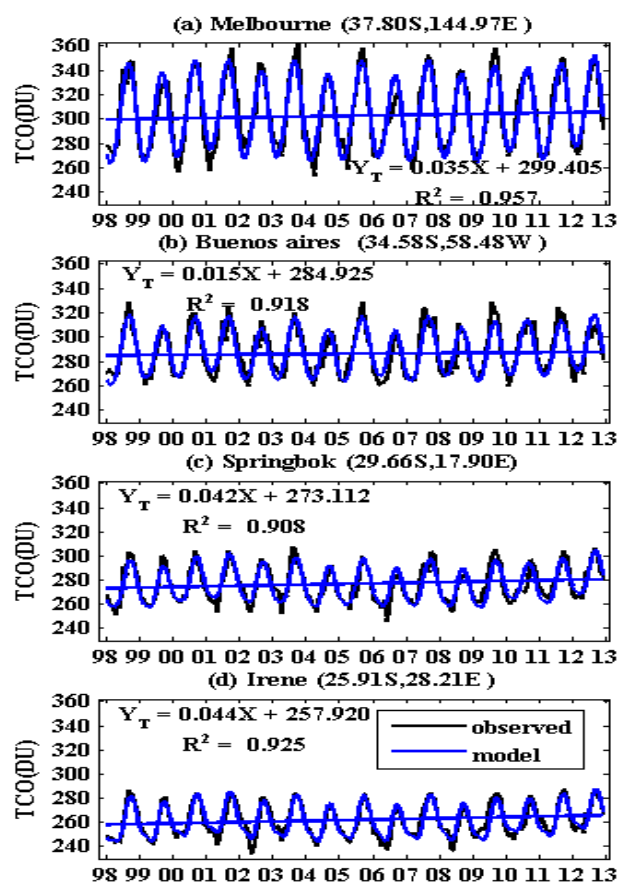


Figure 3. TCO observed by satellite (black) over selected subtropical sites and modeled by Trend-Run (blue).

Variability of TCO monthly mean observed between January 1998 and December 2012 is performed using the Trend-Run model. Inputs parameters are time-series of TCO monthly mean, Quasi-Biennial oscillation (QBO), El-Niño Southern Oscillation (ENSO), Sunspot number of the 11 years solar cycle (SC), annual and semiannual cycle (AC and SAC). The annual and semiannual cycle are taken as being the mean of seasonal cycle. The Trend is parameterized as first degree linear function where the trend over the time scale is estimated based on slope function. Figure 3 exhibits the model time-evolution (blue curve) of TCO as defined by the Trend-Run for each selected sites. Black curve represent satellite observation. R^2 is the correlation coefficient between model and observation; while $Y_T(X)$ represent the trend equation estimated by the model through time (month). A Good Agreement between the model and observation is apparent in figure 3. A coefficient C^2 is used to quantify how well the fitting model describes the observed data. The coefficient is defined as the ratio of regression sum of

squares to the total sum of squares. C^2 measures the proportion of the total variation in total ozone in time, explained by the model. When the model explain all variability of signal, C^2 is close to unity and zero on the other hand (Bencherif et al., 2006). The obtained coefficient C^2 are 0.92, 0.84, 0.82 and 0.85 for Melbourne, Buenos Aires, Springbok and Irene respectively. These results explain that the Trend-Run model described the most of part of total ozone variability on the selected subtropical sites. Contribution from each forcing on total ozone variability is presented on table 2.

Table 2: Variability and trend of total ozone as estimated by Trend-Run on Melbourne (Melb), Buenos Aires (Buen), Springbok (Spri) and Irene (Iren).

	C^2	%CA	%CSA	%CS	%QBO	% ENS O	% Trend
Melb	0.92	84.07	0.86	0.70	1.93	0.10	1.38
Buen	0.84	72.45	0.94	0.41	3.48	0.77	0.62
Spri	0.82	64.27	2.77	3.49	3.17	0.10	1.85
Iren	0.85	62.01	7.06	3.55	3.88	0.27	2.04

Table 2 shows variability dominated by annual cycle (>62% for all stations) with positive gradient from tropical to mid-latitude region. The semiannual cycle exhibits also latitudinal dependence with negative gradient from tropical to middle-latitude region. Wherever the influence of semiannual cycle is not well pronounced (< 1%) on sites near middle latitude region. As well as solar flux influence on variability is not significant (<1%) on Melbourne and Buenos-Aires compared to Irene and springbok (station near tropical region). Furthermore QBO contribution on variability is clearly observed over the all stations. Contrarily the influence of ENSO do not carry enough contribution on ozone variability over the southern subtropical region.

Last column of Table 2 present the trend of total ozone in percentage per decade as estimated by Trend-Run from 1998 to 2012 on the selected subtropical site. Obtained result show an upward trend of total ozone over the subtropical during our time of observation. Moreover the observed trend is high in South Africa and Australia than Buenos Aires station. Note that this work is under development in order to understand the reason of observed variability and trend over our study region.

4. Summary and Conclusion

After having observed good agreement between Dobson and a combined satellite observation over the subtropical region, the satellite data is used to study variability and trend based on Trend-Run model. It is shown that the model fits the satellite observation well and describes most of ozone variability over the study region. Obtained variability exhibits latitudinal dependence and the influence of annual cycle and QBO on variability is clearly observed. Upward trend is observed but lower at Buenos Aires compared to other sites in South Africa and Australia.

5. Acknowledgments

The first author (AMT) acknowledges the Indian Ocean Bureau of AUF (Agence Universitaire de la Francophonie) and the University of KwaZulu Natal for travel and hosting under invited student exchange on the ARSAIO France- South African bi-lateral research project (UID 68668). The authors are thankful for the different individuals who have made the effort on data-sets used in this study via their website.

6. References

- Bencherif H. et al. 2011, 'Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4° S, 70.3° E)' Atmos. Chem. Phys., 11, pp.363-373
- Bencherif H. et al. , 2006 ' Temperature climatology and trend estimates in the UT-LS region as observed over a southern subtropical site, Durban , South Africa' Atmos. Chem. Phys., 6, pp.5121–5128,
- Bègue N. et al. 2011, 'Temperature variability and trend in the UT-LS over a subtropical site: Reunion (20.08S, 55.5E)' Atmos. Chem. Phys., 10, pp.8563-8574
- Bhartia P. K. 2002, 'OMI Algorithm Theoretical Basis Document Volume II, OMI Ozone Products', ATBD-OMI-02, Version 2.0.
- Komhyr W. D. et al. 1993, 'Effective Bass-Paur 1985 Ozone Absorption Coefficients for Use with Dobson Ozone Spectrophotometers', J. Geophys. Res. Vol.98 D11 pp.20451-20465.
- McPeters R. D. 1998, 'Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometers (TOMS), Data producter's Guide' Naza Technical Publication, 1998-206895

OZONE CLIMATOLOGY OBTAINED BY A COMBINATION OF MLS/AURA AND SHADOZ OZONESONDES PROFILES OVER THE SOUTHERN TROPIC AND SUBTROPIC

Abdoulwahab M. Tohir¹, Venkataraman Sivakumar², Hassan Bencherif¹ and Thierry Portafaix¹

¹LACy UMR 8105, Université de la Réunion, 15 avenue René Cassin, Saint-Denis, Réunion France

²School of physics, University of KwaZulu Natal, Westville campus, Durban, South Africa

Abstract

In this paper a new ozone climatology (1998-2012) is presented over 8 southern tropic and subtropic sites. This climatology has been formed by combining MLS (Microwave Limb Sounder) satellite and SHADOZ (Southern Hemisphere ADditional OZonesondes) balloon sonde data. Prior to combine the two observations, a preliminary study has been conducted to validate MLS profiles by comparing with ozonesondes. A satisfactory agreement is observed between MLS and ozonesonde measurements especially from 20 km to 30 km where the monthly relative difference between the two observations with respect to ozonesonde measurement is between 0.36% and 9.30%. The bias between the two observations decreases with the increase of altitude. The mean bias at 20-30 km altitude range is assessed to be $3.69 \pm 1.13\%$. The presented climatology consists of monthly averages of ozone profiles for each site obtained from 1 km to 62 km. This climatology is established from hybrid profiles, normalized with the corresponding total column ozone (TCO) measured from OMI (Ozone Monitoring Instrument) satellite. Ozone below 26 km is based on ozonesonde while ozone above 29 km is based on MLS measurements. SHADOZ and MLS profiles are merged between 26 and 29 km where their best agreement (around 1%) observed. The obtained climatology captures with more accurately the principle behavior of ozone seasonal and spatial distributions; the integrated total ozone amounts from the presented climatology are consistent with the measured TCO from SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénitale) and Dobson at Reunion and Irene respectively.

1. INTRODUCTION

Climatological studies allow to analyse the ozone distribution in its annual cycle and to understand the mechanism that control ozone variability at seasonal and intra-seasonal scale. Two kinds of distributions have been used: total column ozone (TCO) and ozone profiles. The technical used to measure ozone profiles are the Lidar, instruments onboard satellite and ozonesonde. However ozone measurements by ozonesondes are mostly adopted due to its high resolution and low uncertainty. SHADOZ is the only network providing ozonesonde profiles with precision around 5 % and vertical resolution between 50 m and 100 m (Thompson et al., 2003b). It is worth noting that balloons borne measurement rarely exceed 32 km, thus satellite observations remain the main technique to complement ozonesondes measurements on altitudes above 32 km. The MLS is one of the powerful and recent satellite instrument dedicated to observing the Earth system. MLS is a microwave radiometer limb viewing which measures the thermal emission in infrared spectral bands where vertical profiles of ozone, temperature and pressure are retrieved.

Ozone profile from SHADOZ and MLS recorded over 8 southern tropic and subtropic sites are used in this work to construct ozone climatology over the noted area. Satellite instruments offer the best way to observe the upper stratosphere, however data from satellite contain high uncertainty and low vertical resolution in comparison to in-situ measurements. Of this, it is necessary to evaluate the accuracy of satellite measurement for a given area before using them for any major scientific work. In this paper, MLS profiles recorded overpasses over the 8 stations are compared with collocated measurements from ozonesondes in order to assess the quality of MLS profiles. After the MLS profiles validation, the climatology are constructed by merging the MLS and SHADOZ profiles. The technique used to merge profile is a coupled method based on method of McPeters and Labow (2012) and Sivakumar et al. (2007). The paper is organised as follows: after a brief description of the data source and the obtained results from their comparison in section 2, the section 3 illustrates method used for combination and data validation. Section 4 presents the main features of climatology obtained from the combined profiles. Finally, a summary and conclusion are presented in section 5.

2. DATA DESCRIPTION AND COMPARISON

Ozone profiles from SHADOZ and MLS are used. SHADOZ radiosondes are launched from ground over the selected 8 stations while MLS profiles are derived from overpasses over each station. A radius of 2° (longitude and latitude) are used to delimit the satellite overpass zone around each station. Figure 1 presents geolocation of the selected stations.

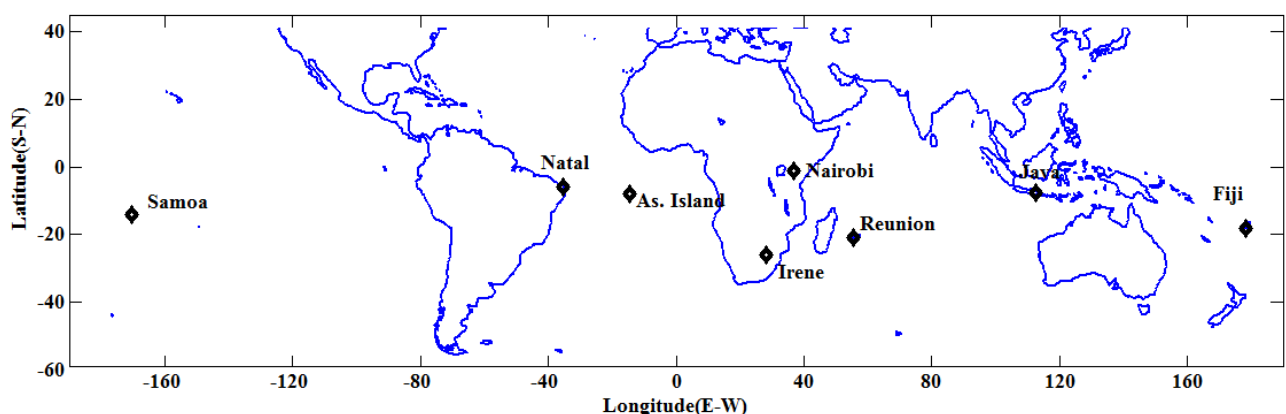


Figure 1: Geolocations of the 8 stations in the southern hemisphere selected for this study.

2.1. Ozonesonde from SHADOZ

SHADOZ is a network of stations located in the tropics and subtropics which provide high quality of ozonesondes measurement; more detail about this project is found in Thompson et al. (2003a and 2003b). Ozone is measured using an electrochemical concentration cell (ECC) ozonesonde. This device is coupled with standard radiosondes for pressure, temperature and relative humidity measurements. When the balloon sonde is launched, the information are transmitted to ground by radio while the vertical and spatial location of the equipment are performed through a GPS. For more details on the instrument validation and the SHADOZ ozonesonde operation mode, the reader may refer to Smith et al. 2007, Thompson et al. 2003a and 2007. Ozone profile from SHADOZ are often used as reference in the southern tropic and subtropic to validate

satellite measurements (Mze et al. 2010, Jiang et al. 2007). The frequency of observation varies between 2 and 6 launches per month. These data are downloadable from <http://croc.gsfc.nasa.gov/shadoz/>. Here, we have used a temporal cover of 15 years of observation. Table 1 shows the number of monthly profiles recorded during the period of observation (1998-2012).

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec	Sum
Irene	17	16	22	20	21	19	17	19	24	26	23	22	246
Reunion	44	35	43	42	43	44	33	22	41	43	40	31	461
Fiji	25	25	34	33	19	26	33	27	24	24	29	20	319
Samoa	40	49	51	42	42	40	48	43	39	41	44	39	518
Ascension	51	40	52	39	49	46	44	51	47	43	47	40	549
Java	28	26	27	23	23	26	28	33	32	25	28	24	323
Natal	46	39	44	36	41	42	35	36	39	42	40	38	478
Nairobi	51	47	51	44	54	58	55	56	56	57	53	45	627
sum	302	277	324	279	292	301	293	287	302	301	304	219	3521

Table 1: monthly profile number recorded over each station during the observation period (1998-2012)

Considering the limited number of observation, it is necessary to achieve a pre-processing step of all the profiles aiming to identify and remove the possible anomalies. The anomaly can be observed on the complete profile or a given altitude. This step is important in order to depart the unusual events which can modify the behaviour of the climatology. An ozone concentration value is considered as anomaly in a given altitude, if it is defined beyond $\pm 2\sigma$ with respect to the climatological value record in the same altitude. If such case is identified, the value is removed and replaced by a NaN (Not a Number) value.

2.2. Profile from MLS/ Aura satellite

MLS instrument was for the first time onboard the UARS satellite which was operational from September 1991 to August 2001, then for the second time onboard the EOS-Aura satellite launched on 15 July 2004 into a near polar heliosynchronous orbit at an altitude of approximately 705 km. The MLS instrument observes microwave emission from the Earth's limb in the "forward" direction of the Aura orbit (Livesey et al., 2013). MLS provides around 3500 vertical profiles of ozone, temperature and other chemical traces gases per day. The measurements are achieved every 1.5° along the satellite orbit track which correspond to a horizontal spacing of ~ 165 km. The observations are achieved from 82° S to 82° N at two fixed local solar time and cross the tropical region at around 01:30 a.m./p.m. According to the considered geographical delimitation around the station (radius of 2°), the number of profile recorded over the site varies between 0 and 6 per day. Then the daily profile is taken as the average of profiles daily retrieved. Note that the uncertainty of MLS profiles is higher than 10% in the troposphere. Due to this high uncertainty and according to Livesey et al. (2008) and Jiang et al. (2007) the profile values considered in the present work are those recorded between 215.44 hPa and 0.1hPa. Other criterions are taken in account in order to ensure the reliability of profiles. According to

Livesey et al. (2011) the considered criterion are: the profile used are those in which the status field is an even number, the quality of field is greater than 0.6 and the convergence field is less than 1.18. MLS profiles with these criteria are available online via <http://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/MLS/V03/L2GPOVP/O3/>. We have worked with the version 3 of Level 2 overpass product. The uncertainty of these ozone products is estimated at less than 5% in the middle and upper stratosphere (Livesey et al. 2011).

2.3. Comparison of ozone profiles from LMS with SHADOZ ozonesondes

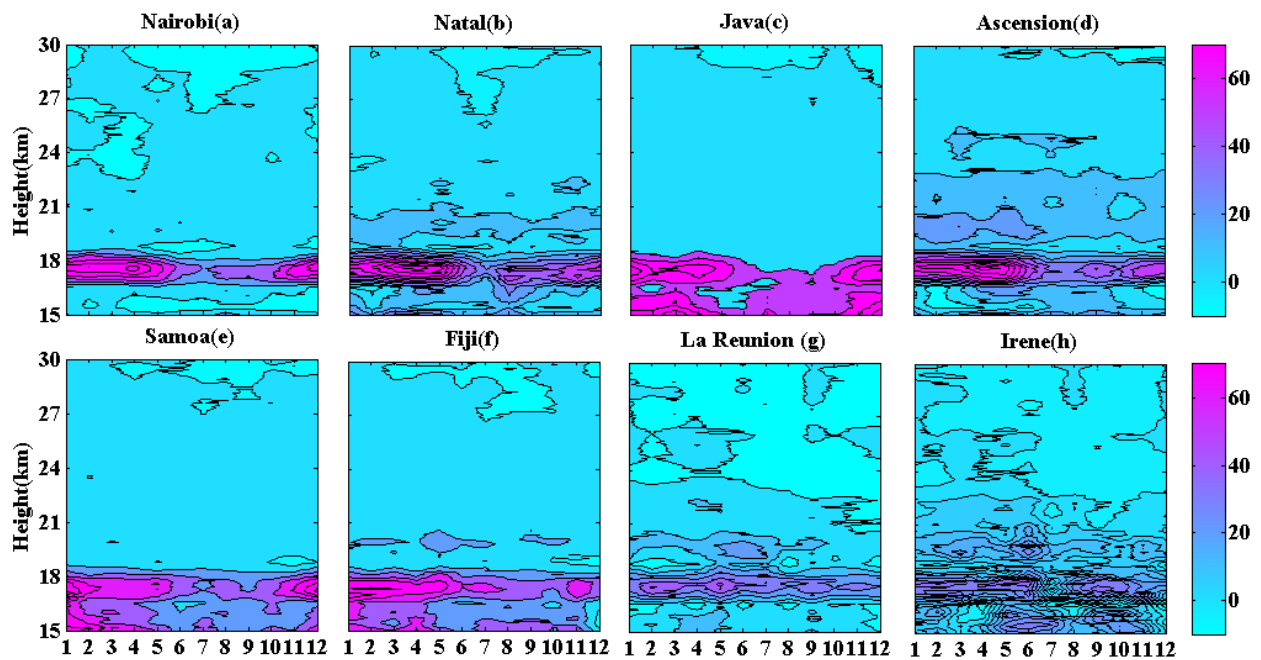


Figure 2: monthly distribution of the relative difference between SHADOZ and MLS with respect to SHADOZ observed on the 8 sites.

Prior to combine the MLS and ozonesonde profiles, a comparative study was conducted between the monthly climatological profiles of the two datasets. The main objective of this exercise is to examine and to assess the MLS observations quality with respect to SHADOZ. This exercise leads also to detect the conducive altitude level for the combination of the two datasets in order to obtain a climatology covering the troposphere and stratosphere up to 62 km. Due to the tropospheric large variability of MLS profiles and the altitude level that can reach SHADOZ balloons, the comparison exercise was performed at 15-30 km. The monthly profiles of MLS and SHADOZ are interpolated with a vertical resolution of 100 m and 150 altitude levels have been found between 15 km and 30 km. In each altitude level, the relative difference between MLS and ozonesondes with respect to ozonesondes was calculated as follow:

$$RD_{MLS_Sonde} = \frac{(O_3)_{MLS} - (O_3)_{Sonde}}{(O_3)_{Sonde}} \times 100$$

Figure 2 presents the relative difference obtained between MLS and SHADOZ for individual site. The relative difference varies from station to another and from the altitude as well. High values of relative different ($> 30\%$) are observed between 16 km and 19 km, however this high relative difference is reduced during spring and winter seasons. The high relative difference observed at 16-19 km is due to the high variability of MLS measurements at the upper troposphere-lower stratosphere (result not presented here). The accuracy of MLS profiles is high in the stratosphere but decreases with the decrease of altitudes to the upper troposphere as explained by Yang et al. (2007). However the quality of MLS measurements is improved during the winter-spring period due to the high ozone mixing-ratio recorded at upper troposphere (Yang et al. 2007). That could be among other reasons of the reduction of the relative difference during the winter-spring. Good agreement between observations is recorded over all stations from 19 km to 30 km where the relative difference varies between 0.36% and 9.30%. This difference indicates that MLS measurements are $3.69 \pm 1.13\%$ higher than SHADOZ. The best agreement is recorded at 26-29 km where the bias between the two observations is less than 1%. Thus, the 26-29km altitude band is chosen to merge the MLS and SHADOZ measurements.

3. COMBINATION OF MLS AND OZONESONDES PROFILES

3.1. Description of method used for the combination

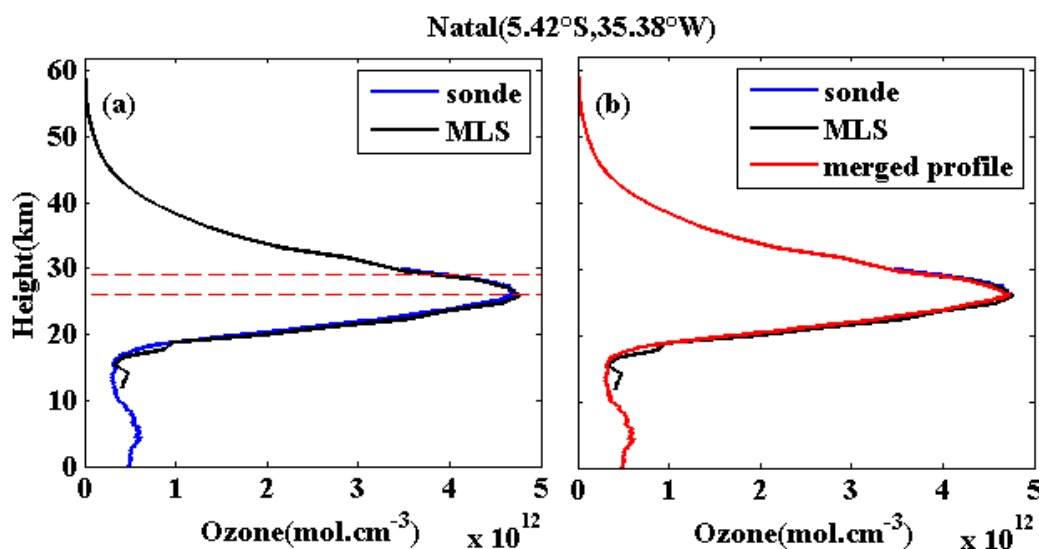


Figure 3: Comparison showing the climatological profile registered in June at Natal by SHADOZ (blue) and MLS (black). The altitude rang in witch MLS and SHADOZ are blinded is given in red dot line (fig. 3a). The obtained hybrid profile is drawn in red in figure 3b

The climatology is reconstructed from a combination of MLS and SHADOZ monthly climatological profiles at 26-29 km. Figure 3a presents a comparison between the monthly climatological profiles of June obtained at Natal from MLS (black) and SHADOZ (blue). The hybrid profile is presented in red on figure 3b. This profile is constituted of 3 levels. The 0-26 km altitude level is composed by ozonesonde measurements while above 29 km the profile is formed by MLS. The 26-29 km part is formed by the median average of the two observations. Each hybrid profile was integrated to calculate the corresponding total column amount. The

ratio between the TCO recorded by the Ozone Monitoring Instrument, OMI (Bhartia, 2002) and the TCO obtained by integration of hybrid profile gives the normalization factor (NF); this factor is used to create the final normalized profile from the hybrid profile. More detail about this method is found on Sivakumar et al. (2007).

3.2. Comparison of TCO obtained from the combined profile and ground based

TCO obtained from integration of the combined monthly climatological ozone profiles from 1 to 62 km are compared with those recorded from SAOZ (Pazmiño, 2010) and Dobson (Komhyr et al, 1993) operating at Reunion and Irene respectively. The aim of this exercise is to validate the calculated profile and to assess the total column of ozone retrieved from the combined profiles. Figure 4 (top) presents the overlap of ozone annual cycle as observed by the ground-based instruments and retrieved from the combined profiles. Good agreement is found between the total column amount obtained by the integration of profiles and those measured by the ground-based instruments. The obtained correlation coefficient are higher than 0.97 for both stations. The climatology described by all instruments exhibits an annual cycle with an ascending phase in winter and descending phase in summer. The minimum annual amount is recorded in summer/autumn season and the maximum during the winter/spring as expected at these two subtropical sites (Reunion and Irene). The relative difference (RD) between the obtained climatology and the ground-based measurement with respect to the ground-based measurement is presented in figure 4 (bottom). The obtained RD reveals that the TCO calculated from the combination of MLS + sonde is slightly low with respect to that observed by the Dobson instrument over Irene. Here the obtained bias is estimated at $1.63 \pm 1.088\%$. This bias is in part due to the systematic error according to the different processes followed to calculate the TCO in the two cases. However the expressed bias at Reunion with SAOZ is very low especially between April and December where the relative difference is within $\pm 1\%$. In contrast, for the 3 first months of the year, the TCO from SAOZ exhibits a bias of 2.14% with respect to the TCO calculated from the normalized profile. Pastel et al. (2014) found similar results and estimated that the SAOZ measurements seem to overestimate ozone between January and March with an average relative difference fluctuating between 0.2% and 2.3%. However, the TCO calculated from the normalized profile and those observed from the Dobson and SAOZ instruments are in good agreement and the average bias between them is less than 3%.

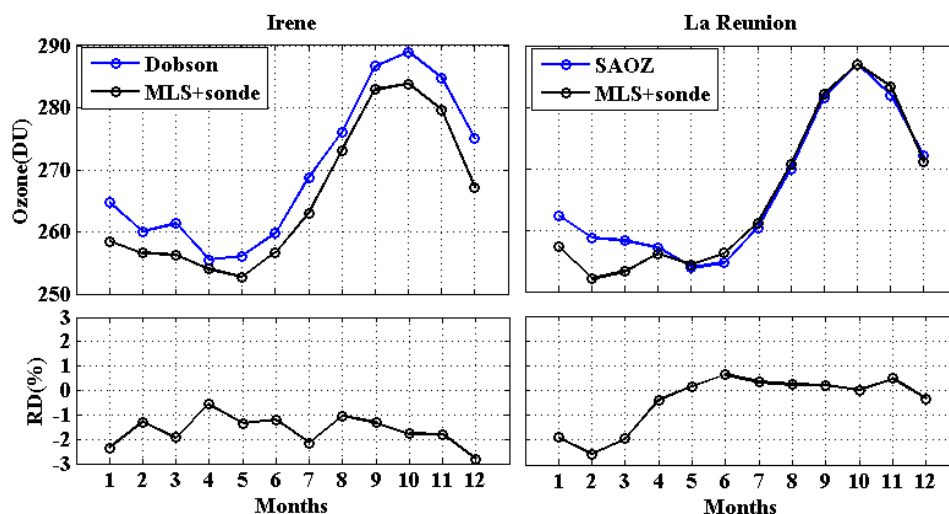


Figure 4: Comparison between the TCO obtained from integration of the MLS + sonde climatology and the TCO measured by SAOZ and Dobson instruments over Reunion (on the right) and Irene (on the left)

4. MORPHOLOGY OF THE OBTAINED CLIMATOLOGY

After the construction of Monthly climatological profiles, we defined three climatological zones from Nairobi to Irene, as follows: Equatorial (0° - 10°), Tropical (10° - 20°) and Subtropical (20° - 30°). The equatorial climatology concerns Nairobi, Natal, Java and Ascension sites; the tropical climatology is observed at Fiji and Samoa sites and the subtropical climatology corresponds to Reunion and Irene sites. The annual average of ozone profiles representing the three observed climatology are presented in figure 5a. These profiles show the ozone variation in its vertical distribution on the 3 latitude bands. The ozone varies systematically with the latitude as expected with high concentrations at equatorial region which is located at high altitude, while the ozone maximum peak in the subtropic is located at lower altitude, with respect to those of equatorial and tropical regions. Similar results are found by McPeters and Labow (2012). The obtained climatology accurately represents the behavior of ozone in its seasonal variation on the studied region. Figure 5b presents the variation of ozone profiles in the subtropic for different months. Low ozone amount is recorded in the summer, period marked by intensive ozone formation in the tropic. Indeed, the ozone transport is limited in the ascending phase of Hadley cell circulation during the summer; thus the horizontal transport of ozone from the tropical to subtropical region is not effective. In contrast from the autumn period, a transport of ozone rich-air masses is established horizontally from tropical to subtropical following the Brewer–Dobson circulation. This could be the reason why the ozone amount recorded in March (autumn) is superior to that recorded in December (summer) and the maximum is located at approximately 26. Km (average altitude level where the maximum ozone concentration is observed in the equatorial region). The discharge and accumulation of ozone in the subtropical region is effective between July and September due to stratospheric dynamical processes which occur in the winter hemisphere (Bencherif et al., 2003 and 2011, Sivakumar et al., 2007) and constitute the main reason why the maximum annual amount is observed in this period (June and September).

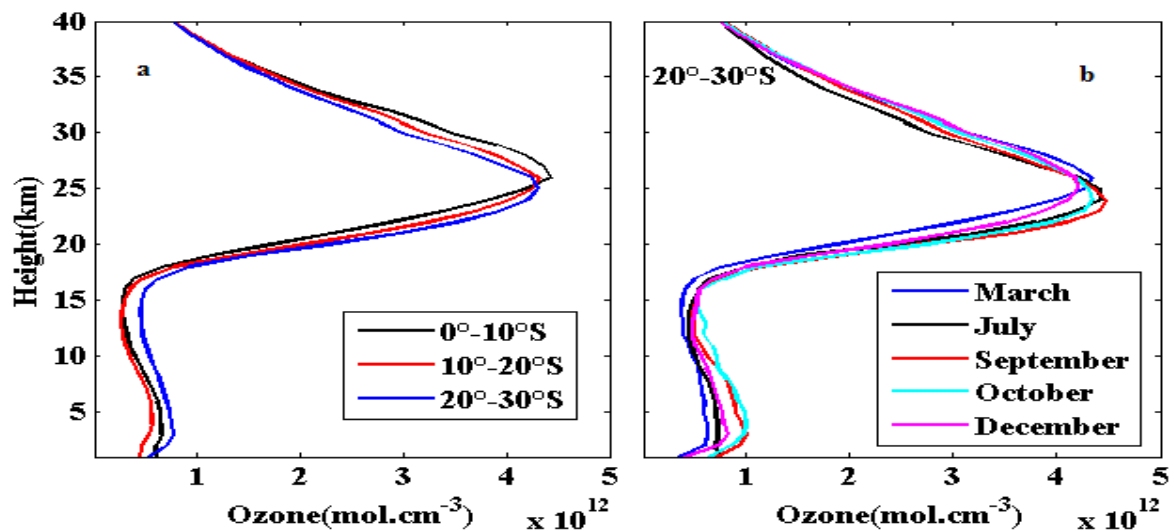


Figure 5: (a) Climatological annual average ozone concentration over 3 latitudinal zone and (b) some climatological monthly profiles representing the different season of the year in the subtropics.

5. SUMMARY AND CONCLUSION

In this work, a new ozone climatology (1998-2012) of ozone is presented over the southern tropics and subtropics. The presented climatology is obtained from a combination of MLS and SHADOZ ozone profiles recorded over 8 southern hemisphere sites. Prior to combine the two observations, a preliminary study was conducted in order to qualify the MLS profiles by comparing them with radiosonde data. Good agreement was found between the two observations between 20 km and 30 km where their relative difference varies between 0.36% and 9.30%. The best agreement is found at 26-29 km altitude range where both observations were merged. Below 26 km the ozone climatology consists of radiosonde while above 29 km the climatology is based on MLS observations. The 26-29 km part is formed by the median average of the two observations. Each hybrid profile was normalized using OMI observations basing on Sivakumar et al. (2007) method. The obtained climatology accurately captures the characteristics of seasonal and spatial distribution of ozone and are consistent with McPeters and Labow (2012) results. TCO obtained by integration of the obtained climatology is in perfect agreement with that measured by SAOZ and Dobson spectrometers over Reunion Island and Irene in South Africa, respectively.

6. REFERENCES

- Bencherif, H, (2011) Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4°S, 70.3°E), *Atmos. Chem. Phys.*, **11**,1, pp 363–373
- Bencherif, H, (2003) Lidar observations of lower stratospheric aerosols over South Africa linked to large scale transport across the southern subtropical barrier, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, **65**, 5, pp 707–715
- Bhartia PK, (2002) OMI Algorithm Theoretical Basis Document, Version 2.0, August 2002 pp 1-91
- Jiang, Y, (2007) Validation of Aura Microwave Limb Sounder Ozone by ozonesonde and lidar measurements, *J. Geophys. Res.*, **112**, D24 pp 1-20
- Komhyr, WD, (1989) Dobson Spectrophotometer 83 A Standard for Total Ozone Measurement, *J. Geophys. Res.* **98**, D7, pp 9847-9861.
- Livesey, NJ, (2008) Validation of Aura Microwave Limb Sounder O₃ and CO observations in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **113**, D15, pp 1-15
- Livesey, NJ, (2013) Interrelated variations of O₃ , CO and deep convection in the tropical/subtropical upper troposphere observed by the Aura Microwave Limb Sounder (MLS) during 2004–2011, *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 2, pp 579–598
- Livesey, NJ, (2011) Earth Observing System (EOS) Aura Microwave Limb Sounder (MLS) Version 3.3 Level 2 data quality and description document, JPL D-33509, Version 3.3x-1.0 January 18
- McPeters, RD, (2012) Climatology 2011: An MLS and sonde derived ozone climatology for satellite retrieval algorithms, *J. Geophys. Res.*, **117**, D10, pp 1-8
- Mze, N, (2010) Climatology and comparison of ozone from ENVISAT/GOMOS and SHADOZ/balloon-sonde observations in the southern tropics. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 16, pp 8025–8035
- Pastel, M, (2014) Construction of merged satellite total O₃ and NO₂ time series in the tropics for trend studies and evaluation by comparison to NDACC SAOZ measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, **7**, 10, pp 3337-3354

Pazmiño A, (2010) O₃ and NO₂ vertical columns using SAOZ UV-Visible spectrometer, EPJ Web of conference, **9**, pp 201-214.

Sivakumar, V, (2007) Stratospheric ozone climatology and variability over a southern subtropical site: Reunion Island (21°S; 55°E), Ann. Geophys. **25**, 11, pp 2321–2334

Smit, H, (2007) Assessment of the performance of ECC-ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental simulation chamber: Insights from the Juelich Ozone Sonde Intercomparison Experiment (JOSIE), J. Geophys. Res., **112**, D19,306

Thompson, A, (2003a) Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements, J. Geophys. Res., **108**, D2, 8238

Thompson, A, (2003b) Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 2. Tropospheric variability and the zonal wave-one, J. Geophys. Res., **108**, D2, 8248

Thompson, A (2007) Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2004 tropical ozone climatology: 3. Instrumentation, station-to-station variability, and evaluation with simulated flight profiles, J. Geophys. Res., **112**, D3, 308

Copyright ©EUMETSAT 2015

The papers collected in this volume comprise the proceedings of the conference mentioned above. They reflect the authors' opinions and are published as presented, without editing. Their inclusion in this publication does not necessarily constitute endorsement by EUMETSAT or the co-organisers

For more information, please visit www.eumetsat.int



Comparison of total column ozone obtained by the IASI-MetOp satellite with ground-based and OMI satellite observations in the southern tropics and subtropics

A. M. Tohir¹, H. Bencherif¹, V. Sivakumar², L. El Amraoui³, T. Portafaix¹, and N. Mbatha⁴

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, Université de La Réunion, St-Denis, Réunion Island, France

²School of Chemistry and Physics, University of KwaZulu Natal, Durban, South Africa

³Centre National de Recherche Météorologique, Météo-France, Toulouse, France

⁴South African Weather Service, P.O. Box 320, Stellenbosch 7599, South Africa

Correspondence to: A. M. Tohir (mohamed.abdoulwahab@univ-reunion.fr)

Received: 14 May 2015 – Revised: 19 August 2015 – Accepted: 24 August 2015 – Published: 16 September 2015

Abstract. This paper presents comparison results of the total column ozone (TCO) data product over 13 southern tropical and subtropical sites recorded from the Infrared Atmospheric Sounder Interferometer (IASI) onboard the EU-METSAT (European organization for the exploitation of Meteorological SATellite) MetOp (Meteorological Operational satellite program) satellite. TCO monthly averages obtained from IASI between June 2008 and December 2012 are compared with collocated TCO measurements from the Ozone Monitoring Instrument (OMI) on the OMI/Aura satellite and the Dobson and SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale) ground-based instruments. The results show that IASI displays a positive bias with an average less than 2 % with respect to OMI and Dobson observations, but exhibits a negative bias compared to SAOZ over Bauru with a bias around 2.63 %. There is a good agreement between IASI and the other instruments, especially from 15° S southward where a correlation coefficient higher than 0.87 is found. IASI exhibits a seasonal dependence, with an upward trend in autumn and a downward trend during spring, especially before September 2010. After September 2010, the autumn seasonal bias is considerably reduced due to changes made to the retrieval algorithm of the IASI level 2 (L2) product.

The L2 product released after August (L2 O₃ version 5 (v5)) matches TCO from the other instruments better compared to version 4 (v4), which was released between June 2008 and August 2010. IASI bias error recorded from September 2010 is estimated to be at 1.5 % with respect to OMI and less than ± 1 % with respect to the other ground-

based instruments. Thus, the improvement made by O₃ L2 version 5 (v5) product compared with version 4 (v4), allows IASI TCO products to be used with confidence to study the distribution and interannual variability of total ozone in the southern tropics and subtropics.

Keywords. Atmospheric composition and structure (middle atmosphere – composition and chemistry)

1 Introduction

Atmospheric ozone plays a key role since it protects the biosphere from harmful ultraviolet radiation. About 90 % of its mass is found in the stratosphere where ozone is formed through photochemical reactions. Most ozone is formed in the tropics but is rapidly transported to higher latitudes by Brewer–Dobson large-scale circulation (Weber et al., 2011). Global total column ozone (TCO) has depleted gradually since 1980 with an increase of chlorofluorocarbon concentrations in the stratosphere due to anthropogenic activities. Ozone is under high surveillance, especially since the discovery of the Antarctic ozone hole (Farman et al., 1985; Krueger et al., 1992; Stolarski et al., 1990). In 1987, the Montreal protocol was formulated in order to regulate the emissions of substances that deplete ozone (United Nations Environment Programme UNEP, 2009); thus we have been expecting an increase in ozone by now. So validation of new measurements is of paramount importance. In recent years, different observations and studies have shown that subtropical

dynamic processes such as vertical and isentropic exchanges through the southern stratospheric dynamical barriers contribute to the transport and variability of ozone (Portafaix et al., 2003; El Amraoui et al., 2010; Bencherif et al., 2007, 2011). Moreover, latest reports on ozone assessment seem to fear a delay in the recovery of ozone in the tropics due to an acceleration of Brewer–Dobson circulation (WMO/UNEP, 2014). Based on the above facts, it is important to monitor and survey total ozone continuously in the southern tropics and subtropics.

Different remote sensing technics are currently used to retrieve total ozone information. Alongside remote sensing observations, measuring devices from ground-based instruments and high technology instruments on board satellites are used. Most ground-based instruments operate in ultra-violet wavelength band and/or are visible, such as Brewer–Dobson and SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale), while others, such as the FTIR (Fourier Transform infrared) spectrometer, operate in the infrared spectrum. Different techniques and spectral band used by satellite instruments are also used for ozone measurements, depending on the device used. Though satellite measurements offer the best method for providing TCO measurements over the globe with good spatial coverage, their spectral and temporal resolution are poor in comparison to most ground-based instruments. It is therefore necessary to compare the satellite measurements with ground-based measurements in order to assess the quality of the satellite observations.

In the framework of satellite observations, the Meteorological Operational satellite program (MetOp) is a European polar orbiting satellite which aims to provide weather information services and monitor climate (Edwards et al., 2006). The Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) is one of the instruments onboard the MetOp launched in October 2006, dedicated among other products to the global observation of TCO. It is necessary to evaluate the accuracy of measurements prior to applying them for any major scientific purpose.

In the framework of assessment of TCO products, Bracher et al. (2005) validated global stratospheric ozone column measured by the SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartography (SCIAMACHY) onboard the Environment Satellite (ENVISAT) using observations from GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) satellite instrument. OMI (Ozone Monitoring Instrument) TCO product validation has been performed using observations from Dobson and Brewer ground-based instruments (Balis et al., 2007a). Similarly, Kroon et al. (2006) validated OMI–TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) overpass products by comparing them with the Dobson over- collocated stations; through this validation study the authors found an average bias of 1 % between the two instruments if the tropics are excluded. Numerous papers have reported that TCO from the TOMS instrument is assessed based on comparative studies with ground-based network stations (Balis et

al., 2007b; McPeters and Labow 1996; Bramstedt et al., 2003). In the framework of the TOMS product assessment, Bramstedt et al. (2003) reported that TOMS V7 tends to overestimate total ozone over the Southern Hemisphere by more than 2 % on average. Recently an improved version of TCO is retrieved from SAOZ after calculating the O₃ air-mass factor (AMF) using the TOMS V8 climatological profiles. TV8 profiles consist of a monthly mean climatology for 10° bands between 90° S and 90° N, covering altitudes from 0 to 60 km (Hendrick et al., 2011). TV8 was built by combining profile data from SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II), MLS (Microwave Limb Sounder), and ozone-sonde. The improved SAOZ product was compared with products from TOMS, GOME, SCIAMACHY and OMI overpass NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) collocated stations and a good agreement was observed between SAOZ and satellite observations (Hendrick et al., 2011; Pastel et al., 2014). However, a systematic seasonal dependence is recorded on SAOZ measurements (Hendrick et al., 2011). In this way, the comparison of ozone products obtained from IASI with measurements obtained from other satellites and ground-based spectrometers is important for improving and ensuring the IASI observations' quality. Therefore, ozone measurements from IASI have recently been compared with other measurements from ground-based and satellite instruments (Antón et al., 2011; Boynard et al., 2009; Keim et al., 2009), but the selected ground-based stations for the validation surveys are mostly located in the Northern Hemisphere. It is thus necessary to conduct a similar study for the Southern Hemisphere tropics and subtropics. The purpose of this paper is to examine and validate the TCO recorded by IASI from June 2008 to December 2012 over 13 sites located in the southern tropics and subtropics (see Fig. 1). The present work discusses the behaviour of IASI/MetOp-A measurements with respect to measurements from ground-based (Dobson or SAOZ) and satellite (OMI) instruments in the tropical and subtropical regions and for individual sites as well. However, the possible sources of difference or agreement observed between instruments are not widely discussed and would probably be better explored in a separate, subsequent scientific paper.

This paper is organized as follows: Sect. 2 provides a brief description of each instrument and data used, followed by the method of analysis in Sect. 3. Results and discussion based on the comparison of temporal and spatial distributions of TCO monthly means from the IASI with those from ground-based instruments and the OMI satellite instrument are presented in Sect. 4. Finally, a summary and conclusions are presented in Sect. 5.

2 Data source

The TCO products from IASI and OMI are used in this study; more details are given below. It is important to note that both instruments provide global observations in the nadir view

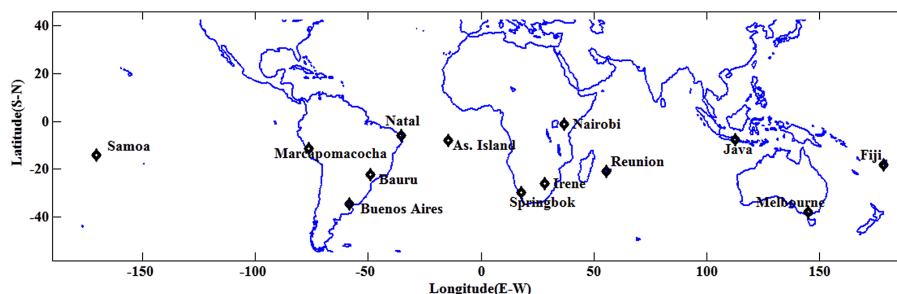


Figure 1. Geolocations of the 13 stations in the Southern Hemisphere selected for this study.

from a polar heliosynchronous orbit. Ground-based measurements were made using Dobson and SAOZ instruments. These data were obtained from the World Ozone and Ultraviolet Data Center (WOUDC) website <http://woudc.org/>.

2.1 IASI

2.1.1 IASI/MetOp-A instrument and objective

IASI/MetOp-A is a nadir-viewing Fourier Transform spectrometer (FTS) onboard the meteorological operational (MetOp) satellite of the European organization for the exploitation of METeorological SATellite (EUMETSAT); launched on October 2006, orbiting at 817 km and crossing the equatorial plane at two fixed local solar times during descending (ascending) mode at 09:30 (21:30) (Boynard et al., 2009). IASI is a thermal infrared spectrometer designed to measure the spectrum emitted by the Earth's atmosphere system, with a spectral resolution between 0.3 and 0.5 cm^{-1} in the spectral range from 645 to 2760 cm^{-1} (Clerbaux et al., 2009; Massart et al., 2009; Turkety, et al., 2004; Antón et al., 2011). Hence, IASI has the ability to provide radiative information of cloud, temperature and humidity profiles and profiles of many chemical species that are sensitive to infrared absorption bands such as CO, O₃, CO₂, N₂O and CH₄. However, we have only used O₃ measurements for the present study. Ozone is retrieved from the 9.6 μm absorption band and the instrumental radiometric noise is evaluated to be less than 0.2 K at 280 K. Regarding the spatial resolution, IASI operates with an angle of view evaluated at 48.3° maximum which covers a swath width of ~ 2200 km. Each instantaneous field of view (50 km \times 50 km at nadir) is composed of a matrix of 2 \times 2 circular pixels, with a 12 km diameter.

2.1.2 IASI ozone data

Global observations are achieved twice per day and IASI data have provided these since May 2007 (August et al., 2012). Thus TCO is retrieved using different algorithms and the uncertainty is estimated to be $\sim 2.5\%$ (Viatte et al., 2011). Actually more than three IASI ozone products from different algorithms are available (Dufour et al., 2012; Keim et al., 2009). Among the different products, one may find

the LA (Laboratoire d'Aérodologie) product described by Barret et al. (2011), the LISA (Laboratoire Inter-universitaire des Systèmes Atmosphériques) product retrieved with a radiative transfer model called KOPRA (Karlsruhe Optimized and Precise Radiative transfer Algorithm) and the LAT-MOS/ULB (Laboratoire Atmosphère, Milieux, Observations Spatiales/Université Libre de Bruxelles) product obtained from the FORLI-O3 (Fast Optimal Retrievals on Layers for IASI) software (Hurtmans et al., 2012). However, the operational product is the IASI L2 PPF (product processing facility) developed by the IASI Sounding Science Working Group (ISSWG) under EUMETSAT supervision. The first publicly released data are found in version 4 (v4), which was available from June 2008 and has been replaced by version 5 (v5) from September 2010 up until now. It is worth noting that other EUMETSAT ozone L2 products have been developed based on a neural network retrieval algorithm (Turkety et al., 2004) which is observed to underestimate TCO compared to ground-based observations, especially over the Izaña station, where biases of -5.0 and -0.9% are found with respect to FTIR and Brewer, respectively (Viatte et al., 2011). The ISSWG product is used in this present work for overpasses over 13 sites located in the southern tropics and subtropics (see Fig. 1). We have used a radius of 2° (longitude and latitude) to delimit the satellite overpass zone around each station. The daily mean ozone value is considered within the circular perimeter. The list of the selected stations and the respective geographic coordinates are given further in Table 1.

2.1.3 The operational IASI level 2 products

The different steps that are followed for IASI L2 retrieval can be summarized as follow: the first step is a pre-processing step aiming to configure the retrieval algorithm and to correct and validate the IASI measured spectrum. Indeed the L2 ingests two kinds of auxiliary data and the calibrated spectra stored in the IASI L1 product. The first type of auxiliary database is used for the algorithm retrieval configuration and to calculate the surface elevation, the land/sea fractional coverage and the land surface emissivity for each field of view. The second kind of auxiliary data consist of additional collocated measurements describing the state of the

Table 1. Bias, absolute and relative RMS and correlation coefficient R^2 obtained from the comparative study between IASI and the other instruments (OMI, Dobson and SAOZ) over the subtropical and tropical selected sites. Comparison between IASI and SAOZ instruments is performed only for Réunion and Bauru stations, while the comparison between IASI and Dobson has been made for Marcapomacocha, Irene, Springbok, Buenos Aires and Melbourne stations.

Stations	Stations		IASI-OMI			IASI – Dobson (or SAOZ)		
	Lat.	Long.	RMS (DU)	% bias (1σ)	R^2	RMS (DU)	% bias (1σ)	R^2
Nairobi	−1.27	36.80	6.93 (2.7 %)	2.33 (2.4)	0.82	9.93 (3.9 %)	3.43 (3.3)	0.41
Natal	−5.87	−35.2	5.27 (2.0 %)	0.40 (2.6)	0.78			
Java	−7.57	112.65	5.58 (2.2 %)	1.57 (2.3)	0.63			
Ascension	−7.98	−14.42	5.22 (1.9 %)	−0.12 (2.5)	0.75			
Marcapomacocha	−11.40	−76.32	12.12 (5.0 %)	4.99 (3.2)	0.57			
Samoa	−14.23	−170.50	7.24 (2.8 %)	2.85 (2.2)	0.75	5.66 (2.1 %)	0.19 (2.6)	0.82
Fiji	−18.13	178.40	6.27 (2.5 %)	2.35 (2.5)	0.83			
La Réunion	−20.90	55.48	6.13 (2.3 %)	0.25 (2.8)	0.84			
Bauru	−22.34	−49.03	5.29 (2.0 %)	1.25 (2.2)	0.85			
Irene	−25.91	28.21	5.78 (2.2 %)	1.16 (2.5)	0.86			
Springbok	−26.7	17.9	6.46 (2.4 %)	1.21 (2.8)	0.85	7.10 (2.5 %)	0.43 (3.2)	0.83
Buenos Aires	−34.58	−58.48	7.74 (2.7 %)	2.48 (3.5)	0.93	9.22 (3.5 %)	3.12 (2.9)	0.93
Melbourne	−37.80	144.97	10.16 (3.5 %)	3.09 (3.5)	0.94	9.51 (3.6 %)	2.15 (4.2)	0.91

atmosphere in near real time. These are NWP (numerical weather prediction) information from ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Prediction) and other data proved by collocated instruments (Microwave Humidity Sounder (MHS), Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)) aboard the MetOp satellite. Both auxiliary data are involved in the validation of the IASI radiance and support the L2 retrieval. We invite the reader to consult Amato et al. (2002) for the code used to compute the IASI radiance. After the radiance computation, the radiance noise is filtered based on a principal component analysis (PCA) method (Kahn et al., 2004; Matricardi, 2010). This pre-processing step is well detailed by August et al. (2012) and by Schlüssel et al. (2005). The second step of processing is the cloud detection. This step is essential, because ozone L2 retrieval is performed only for clear sky; thus the contamination of undetected cloud leads to inaccuracy in the final L2 product quality. The ozone profile is retrieved for the cloud-free atmosphere based on linear EOF (empirical orthogonal function) regression (Calbet and Schlüssel, 2006). The technique consists of computing the principal component scores of the IASI radiance, then using them as input for the linear regression to determine the ozone profile. This statistical retrieval method (linear EOF regression) used to determine IASI L2 profile is discussed and validated by Calbet et al. (2006). The retrieved ozone profile by linear regression follows a final iterative process known as optimal estimation method (OEM). Full detail of this final processing can be found in August et al. (2012). It is worth noting that this final processing has been performed only on the IASI L2 PPF (product processing facility) version v5 whilst the retrieval of version v4 is

limited to the linear EOF regression method. The additional step of processing is to integrate the obtained ozone profile to determine the total column ozone. The IASI TCO L2 used in this work is composed from both versions 4 and 5. Data recorded before September 2010 are from v4 and those after September 2010 have been retrieved following the PPF v5 structure.

The validation report of version 4 (George and Clerbeaux, 2010) indicates the variation of surface emissivity values in some regions of the globe, which contribute to the radiance spectra. The emissivity issue is observed especially in the spectral range, where ozone is strongly being absorbed and can affect the baseline of ozone retrieval significantly. In this validation report, authors evoked the presence of unidentified low clouds, whereas ozone retrieval is supposed to be under cloudless conditions. Thus the cloud contamination can degrade the quality of L2 ozone products. It is worth noting that in version v4, cloud detection relied only on the NWP cloud test (Pavelin et al., 2008). Because of emissivity and cloud issues observed on PPF L2 v4, two additional cloud detection tests, AVHRR cloud fraction (Schlüssel et al., 2005) and optical thickness test (Zhou et al., 2005, 2007) have been performed in PPF L2 v5. The adopted method to compute surface emissivity during PPF L2 v4 retrieval (Loveland et al., 2000) has been replaced by a better performing one, developed by Zhou et al. (2011) in order to improve ozone retrievals.

2.2 OMI

OMI is an instrument onboard the Aura satellite launched on 15 July 2004 into a near polar heliosynchronous orbit at an altitude of approximately 705 km. OMI is a nadir-

viewing spectrometer that measures atmospheric trace gas concentrations such as O_3 and N_2O , as well as cloud and aerosol properties in three broad spectral regions (UV-1, UV-2 and VIS). OMI has a spectral resolution of the order of ~ 0.5 nm. Regarding the spatial coverage, its viewing angle is 57° under a swath width of 2600 km; the ground pixel size of each scan is 13×24 km² in the UV-2 (310–365 nm) and visible (350–500 nm) channels, and 13×48 km² for the UV-1 (270–310 nm) channel. Among the principal objectives of the OMI instrument is to measure the total ozone amount in the atmosphere. Two types of TCO are available from OMI: the product obtained with the differential optical absorption spectroscopy (DOAS), commonly called OMI-DOAS, and the other called OMI-TOMS, retrieved using the TOMS algorithm (Balis et al., 2007). Only the OMI-TOMS overpass product is used in the present work and available online via <http://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/>. These products are retrieved using two wavelengths (317.5 and 331.2 nm under most conditions, while 331.2 and 360 nm are used for high ozone and high solar zenith angles). The precision of OMI-TOMS is evaluated at 3 %. For more information on the OMI instrument, the reader may refer to the OMI Algorithm Theoretical Basis Document Volume II (Bhartia, 2002).

2.3 Dobson and SAOZ spectrometers

Historically, the Dobson spectrometer is the first developed instrument dedicated to TCO measurements. The Antarctic ozone hole was observed for the first time by a Dobson instrument (Farman et al., 1985); its operating principle is based on the differential absorption method in the ultraviolet Huggins band, where ozone exhibits strong absorption features. Total ozone observation is performed with the Dobson spectrophotometer by measuring the relative intensities of selected pairs of ultraviolet wavelengths. The most used are the double pair (305.5/325.5 and 317.6/339.8 nm, and 311.45/332.4 and 316.6/339.8 nm) emanating from the sun, moon or zenith sky (WMO, 2008, 2003). Currently, the Dobson measurements network is composed of more than 80 stations around the world and the instruments used are calibrated with the reference standard D83 as recognized by ESRL (Earth System Research Laboratory) and WMO (World Meteorological Organisation). The Dobson network stations selected for the purpose of this study are Marcapomacocha, Irene, Springbok, Melbourne and Buenos Aires. The relative uncertainty linked to this instrument is estimated to be around 2 % (Basher, 1985). Further information regarding the Dobson instrument can be found in the study by Komhyr et al. (1989 and 1993).

The SAOZ instrument was developed by CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) in the late 1980s after the ozone hole discovery. It was used for the first time in Antarctica to measure ozone during the polar winter. SAOZ operates in the visible and ultraviolet spectral bands in which

it measures the sunlight scattered from the zenith sky in the wavelength range between 300 and 600 nm. The spectral resolution value is evaluated to be 0.8 nm (Hendrick et al., 2011). The SAOZ instrument is dedicated to measure total ozone and nitrogen columns under a solar zenith angle (SZA) up to 91° . In this paper, the TCO obtained from the SAOZ is recorded over Bauru (Brazil) and Réunion Island (France) stations. The SAOZ observations are performed during sunrise and sunset with a precision of 3 and 5 %, respectively. The daily average is taken as the mean of sunrise and sunset measurements. Hendrick et al. (2011) have shown that use of O_3 AMF based on the TOMS O_3 climatology improves the comparison between the Dobson, Brewer, and SAOZ total ozone measurements. After applying these new AMF values to SAOZ and correcting the satellites for temperature and SZA dependencies, the amplitude of the seasonal difference between them and SAOZ decreases to less than 2–4 % at mid-latitude and in the tropics. These new AMF values have been used since the release of version V2 of SAOZ data reprocessing. Pastel et al. (2014) found a bias between SAOZ and OMI-TOMS of up to 9.4 % at Bauru and 1.3 % at Réunion Island. More details about the SAOZ instrument and its various features are documented by Pommereau and Goutail (1988).

3 Method of analyses

In this work, IASI TCO monthly means are compared with data from OMI satellite and from ground-based observations using statistical descriptive methods. This is a common method for ozone data validation which consists of comparing the monthly and seasonal variation of ozone under validation with respect to measurements from other instruments. The comparison study is performed on the temporal and spatial distribution of data. The comparison indexes used are the relative difference (RD), the bias error (BE), the relative and absolute root mean square (RMS) and the correlation coefficient R^2 between measurements. The relative difference RD between the TCO measurement of the IASI and another instrument (called I) for a given month “ m ” is calculated for a specific location following the expression:

$$RD_m = 100 \times \frac{IASI_m - I_m}{I_m}, \quad (1)$$

where I_m represents the monthly mean value of the considered instrument. The mean bias errors are taken as the relative difference average values and are calculated as follows:

$$BE = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N RD_m. \quad (2)$$

The relative root mean square is calculated with respect to the instrument (I), and its expression is given by

$$RMS_r = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{m=1}^N (RD_m)^2}, \quad (3)$$

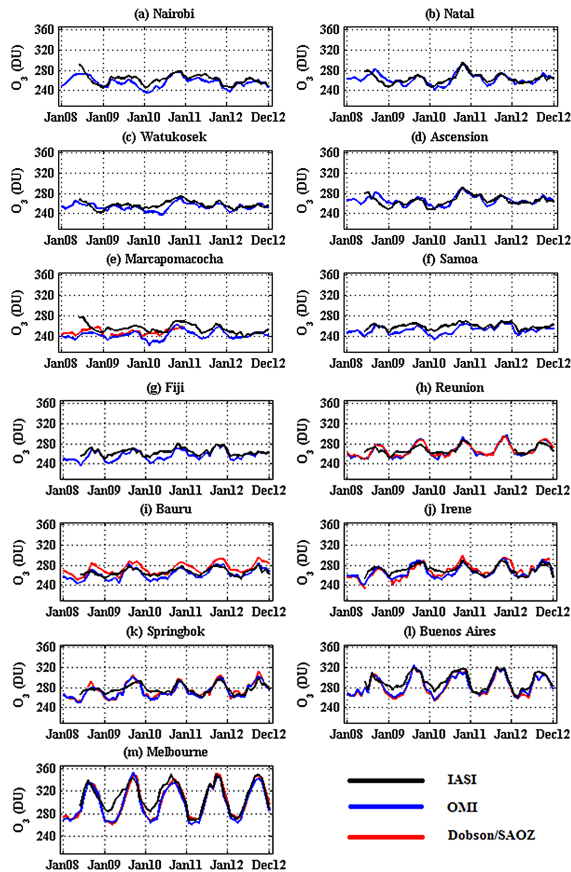


Figure 2. Comparison of the monthly mean TCO observed from July 2008 to December 2012 by IASI with OMI-TOMS, Dobson (over five stations) and SAOZ (over Réunion and Bauru stations). Graphics are numbered per station from (a) to (m). Station names and location are indicated at the top of each graph.

where N represents the number of month-pairs between IASI and the considered instrument. The correlation between IASI and another instrument is assessed by linear regression method.

4 Results and discussion

4.1 Comparison of TCO from IASI with the other instruments

Comparisons between IASI and other instruments are based on the monthly averaged TCO values derived for each instrument for the period of July 2008 to December 2012. The obtained RD, BE and RMS results are presented in Table 1, while the overlapping of monthly averages from each instrument is plotted in Fig. 2. Regarding comparison between satellite measurements overpasses over the 13 stations, there is a good agreement between IASI and OMI which is pronounced by an average bias of 1.83 %. In addition, TCO from IASI is slightly higher with respect to OMI for all sta-

tions, except over Ascension Island where OMI is 0.12 % higher than IASI. On the other hand, IASI measurements are significantly overestimated at Marcapomacocha. About 75 % of IASI monthly mean values recorded over the Marcapomacocha station are higher compared to those of the OMI instrument. In addition, the absolute RMS is the highest (12.12 DU; Dobson unit) in comparison to other stations. When removing the Marcapomacocha data from the 13 stations, the average absolute RMS between IASI and OMI is estimated to be ~ 6.5 DU. The best agreement is observed over Fiji station and southward stations. The correlation coefficient (R^2) recorded between IASI and OMI observations for individual sites is observed to be higher than 0.83 from 15° S southward. The best correlation is recorded at Melbourne (site located near the mid-latitude region) with a correlation coefficient of 0.94. In summary, this study shows that agreement between IASI and OMI over subtropical region increases with increasing latitude from the tropics in a southward direction. These observations are consistent with those reported by Boynard et al. (2009), which were obtained by comparing IASI and SAGE II (nadir view at UV-visible band) TCO on a global scale. Boynard et al. (2009) obtained a positive bias of approximately 3 % with respect to IASI and a correlation coefficient higher than 0.9 between IASI and SAGE II over the mid-latitude region. In the present study, the weakest agreement is observed at stations located between 7 and 15° S. The weaker agreement observed in this tropical band may be linked to cloud effects on the data retrieval process (see Sect. 2.1.3). Otherwise the bias between OMI and IASI is basically due in part to the different characteristics according to the vertical and horizontal resolution of each instrument, and the bias which can be associated with the existing differences between UV-visible and infrared spectroscopy used in the retrieval processes. In a previous study, Antón et al. (2011) compared the ULB/LATMOS IASI O_3 product with ozone data from GOME (UV-visible band) instrument over the Iberian Peninsula (north subtropical region near the mid-latitude region). In their study, they obtained a good correlation between IASI and GOME over the Iberian Peninsula which is consistent with that obtained between IASI and OMI over Buenos Aires and Melbourne (subtropical sites near the mid-latitude region); this is presented above in Table 1. However, a mean relative difference of about $\pm 6\%$ was observed between IASI and GOME which could be related to the bias between UV-visible and infrared spectroscopy used in the retrieval process (Antón et al., 2011). Others source of discrepancy could probably be due to the existing difference between IASI and OMI in terms of length of observation and spatial resolution ($13\text{ km} \times 24\text{ km}$ for OMI and circular pixel of 12 km diameter for the case of IASI). The IASI and OMI instruments observe the same location on the Earth at different times because of their different equator crossing times (IASI orbits in the morning with a 09:30 equator crossing time and OMI orbits in the afternoon with a 13:10 equator crossing

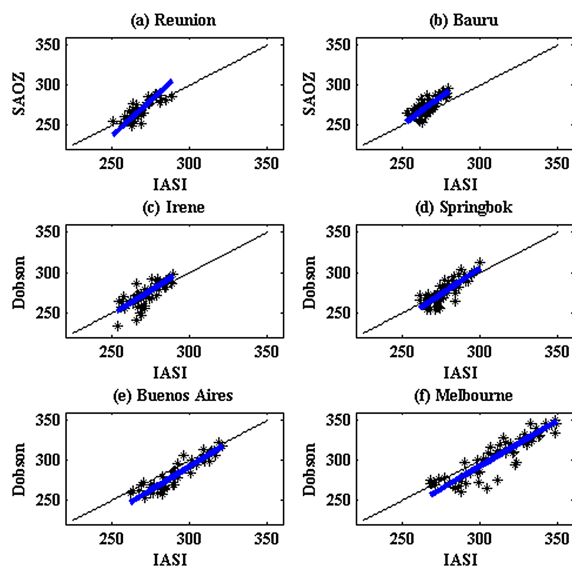


Figure 3. Scatter plot between IASI, Dobson at four sites (Irene, Springbok, Melbourne and Buenos Aires) and SAOZ at two sites (Réunion and Bauru). The black line represents the zero bias line, while the bold blue line represents the median regression line between the two observations.

time). These differences could contribute to the relative difference observed between measurements.

The comparison study between IASI and the ground-based spectrometers (Dobson and SAOZ) reveals good agreement over the subtropical region as well. The mentioned results indicate that the comparison of IASI with Dobson over five stations (Marcapomacocha in the tropics and Irene, Springbok, Melbourne, Buenos Aires in the subtropics) revealed an average bias and RMS of 1.89 % and 8.68 DU (3.22 %), respectively, with respect to Dobson measurements. As mentioned above, IASI agrees better with the other instruments in the subtropics than the tropics. When isolating the Marcapomacocha station (tropical site) from our data, the average bias between IASI and Dobson is reduced to about 1.49 % and the RMS is obtained to be approximately 8.36 DU (2.85 %). In addition, the average correlation coefficient in the subtropics is estimated to be about 0.86. Similar results were noted by Viatte et al. (2011) in their comparison study between an IASI O₃ LISA product and TCO daily average recorded from a Brewer instrument at Izaña station (north subtropical station, 28.18° N) in the year 2009. The LISA product is retrieved using an analytical approach based on an “altitude-dependent algorithm” (Eremenko et al., 2008). Viatte et al. (2011) showed that IASI observations are 1.50 % higher than Brewer, and the correlation coefficient between the two observations is estimated to be 0.89 in their study.

The results of comparison between IASI and Dobson over the subtropics are somewhat similar to those obtained between IASI and OMI satellites which were presented earlier in the present document. However, it should be mentioned

that some minor different features were identified. In order to give additional details on IASI observation behaviour with respect to Dobson and SAOZ instruments over the subtropical region, median regression between IASI and Dobson was performed. The obtained scatter plots are presented on Fig. 3. The black solid line indicates the zero bias (unit slope) while the blue line is the regression median line between the two measurements. The scatter plots are from the monthly mean data recorded between June 2008 and December 2012. From Fig. 3, it is apparent that IASI overestimates the Dobson instrument at Melbourne and Buenos Aires (two stations located beyond 34° S) compared to Springbok and Irene (South African sites). Indeed 92 % of the projected scatter plots at Buenos Aires are above the unit slope. A similar feature is also observed in the case of Melbourne station. Regression median line fits the slope better in the case of Springbok and Irene (two stations located between 25 and 30° S) indicating a small bias between IASI and Dobson in these two sites in comparison with Melbourne and Buenos Aires (two stations located beyond 34° S). In Table 1, it is observed that the average bias between IASI and Dobson is less than 0.5 % over South African sites but higher than 2 % in the stations near mid-latitude (Melbourne and Buenos Aires). The correlation coefficients recorded between IASI and Dobson at Melbourne and Buenos Aires are observed to be the highest. In summary, this study reveals the weaker biases over the subtropics between IASI and Dobson in stations near the tropics (Irene and Springbok) while the highest correlation is observed in stations near the mid-latitude region (Buenos Aires and Melbourne). Similar observations were also reported by Antón et al. (2011) where they compared the ULB/LATMOS O₃ IASI products with the Brewer instrument over two stations (Coruña and Zaragoza) located on the Iberian Peninsula. Indeed the Coruña station is located at 37.06° N (subtropical site near the tropics) while Zaragoza station is located at 41.01° N (site near the mid-latitude region). The bias observed by Antón et al. (2011) between IASI and the Brewer instrument at Coruña was 3.68 %, whilst that of Zaragoza was observed to be 4.59 %. On the other side, Antón et al. (2011) reported that the correlation coefficient between IASI and the Brewer instrument over Zaragoza was the highest (0.94), whilst that of Coruna was reported to be 0.91. When comparing the bias values of each subtropical site with Dobson observations, it is noted that biases values of Melbourne and Buenos Aires are somewhat similar while the same applies for the observed biases in the South African sites, indicating the capability of IASI and the Dobson instrument to capture the O₃ behaviour on latitudinal distribution, the consistency and low variability of Dobson observations and IASI.

Regarding SAOZ observations over Réunion Island and Bauru stations, a good agreement with the IASI instrument is also observed in this study. The SAOZ observations fit well with OMI overpasses over Réunion Island and both instruments slightly underestimate in comparison with IASI. Con-

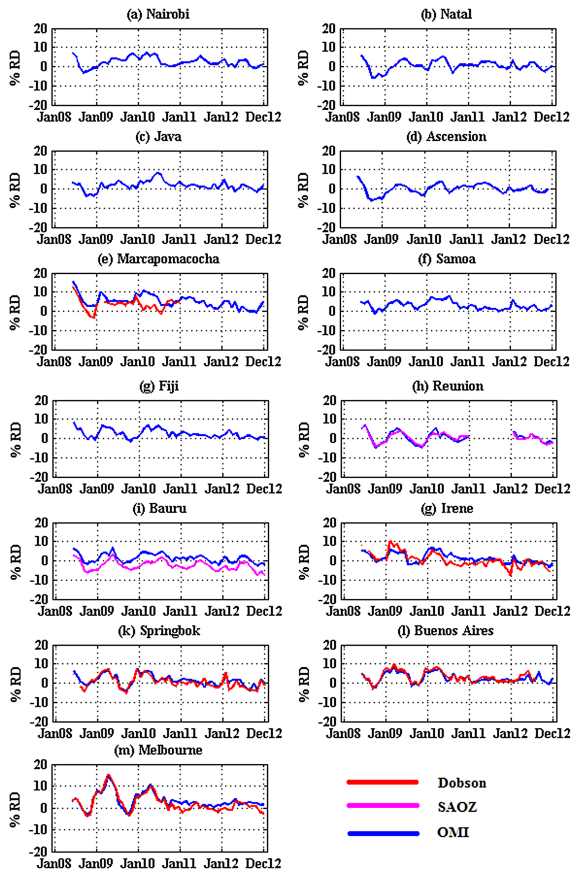


Figure 4. Monthly relative differences (% RD) of TCO observed from June 2008 to December 2012 between IASI and the other instruments (OMI (13 stations), Dobson (five stations) and SAOZ (two stations)).

trarily, at Bauru, IASI underestimates with a negative bias of -2.65% and an RMS of 3.05% (8.42 DU) lower than SAOZ. It is apparent from Fig. 3 that the median regression line is above the unit slope line for the case of Bauru. Similar results were reported by Pastel et al. (2014) in their comparison study between SAOZ and satellite data over Bauru. In their results they reported a bias of 2.04% between SAOZ and the satellite data set.

In order to quantify the variations between IASI and the other instruments, relative differences between instruments were computed using Eq. (1). The obtained results are shown in Fig. 4. The computed relative differences reveal an oscillating trend with decreasing amplitude with increasing time, with an upward trend in autumn and a downward trend in the spring period, especially between June 2008 and August 2010. The upward trends recorded in autumn are observed to reach 9% over the tropics and 14% for the subtropical stations, while the negative trend observed during the spring period remains low and may rarely reach 4% .

In Fig. 4, it is observed that the upward trend observed in autumn is strongly reduced from September 2010 due to

changes adopted by the level 2 IASI retrieval algorithm (see Sect. 2.1.3). As from 14 September 2010, significant changes have been introduced to surface emissivity calculations and the method adopted for ozone profile retrieval. These significant changes characterize the L2 PPF ozone version 5 (v5) data. It is worth noting that from September 2010 the detection cloud tests have been reinforced in order to reduce the probability of cloud contamination on ozone retrieval process. This could be the reason why the relative difference between IASI and the other instruments is high between June 2008 and August 2010 compared to the period of September 2010 to December 2012 (see Fig. 4). The remaining biases observed between IASI and the others instruments after September 2010 may probably be due to precision associated to each measurement which differs from one instrument to another, the differences existing between the characteristics of each instrument (see Sect. 2), and the time of observation which vary from one instrument to another in the same location. The IASI and OMI measurements are achieved in different times for the same location as the ground-based spectrometer instruments. The precision of TCO data used varies from one instrument to another and can produce a source of relative difference between measurements. On the other hand, the procedure followed to calculate daily measurement differs from one instrument to others and may contribute to the observed biases. However, the biases recorded after September 2010 are low and statistically insignificant compared to those observed before the new algorithm adoption, confirming the high performance of the algorithm used for the ozone version v5 data retrieval.

4.2 Seasonal analysis

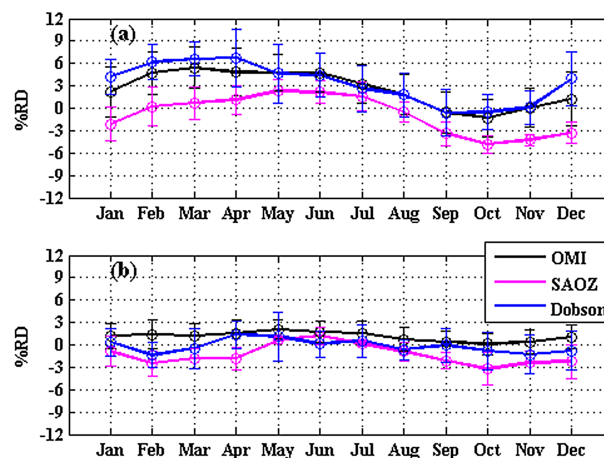
In this study, a seasonal distribution comparison between IASI and the other instruments was also performed. The seasons are defined as follows: DJF (December, January and February), MAM (March, April and May), JJA (June, July and August) and SON (September October and November) to represent austral summer, autumn, winter and spring, respectively. The aim of this analysis was to quantify the observed seasonal dependence of IASI records with respect to other instruments. Thus, biases between IASI and the other instruments from all sites were merged and calculated per season. The obtained results are presented in Table 2. Effectively, IASI measurements exhibit a seasonal dependence with an upward trend in autumn (MAM) and a downward trend during the spring (SON) period. The distribution pattern of seasonal bias between IASI and each instrument follows the same cycle. The observed cycle can be described as follows: a positive bias with a positive gradient is observed between summer (DJF) and autumn, and the cycle declines slightly during the winter period, up until it reaches its minimum values during spring. A negative bias higher than 2% between IASI and SAOZ is recorded during the spring period, presumably due to Bauru SAOZ measurements which

Table 2. Seasonal biases observed between IASI and the other instruments (OMI, Dobson and SAOZ), merged for all sites.

% bias (1σ)	OMI		DOBSON		SAOZ	
	All data (2008–2012)	From September 2010 to the end	All data (2008–2012)	From September 2010 to the end	All data (2008–2012)	From September 2010 to the end
DJF	2.47 (2.00)	1.98 (1.76)	1.14 (2.34)	−0.78 (2.03)	−1.10 (2.70)	−0.53 (1.97)
MAM	3.86 (1.87)	2.18 (1.58)	3.46 (2.31)	0.67 (1.80)	2.18 (2.40)	0.47 (1.12)
JJA	3.05 (1.71)	1.62 (1.59)	1.53 (2.16)	0.57 (1.73)	2.03 (3.80)	1.25 (0.90)
SON	0.66 (1.90)	0.52 (1.48)	−0.82 (1.90)	−1.4 (1.72)	−2.38 (3.37)	−1.56 (1.57)
Annual	2.51 (1.87)	1.57 (1.60)	1.32 (2.17)	−0.23 (1.82)	0.73 (3.08)	−0.10 (1.39)

are actually overestimated. One should keep in mind that there is no seasonal bias higher than 4 %. In addition, seasonal and annual biases are reduced from September 2010 onwards (see Table 2). Figure 5 presents the monthly distributions of relative differences and the associated standard deviations observed between IASI and different instruments (a) before and (b) after the adoption of a new version (L2 PPF version v5). The seasonal variation of relative difference is high before the adoption of the L2 PPF version v5. Figure 5a showed a maximum amplitude of around 6 % during the ascending phase of the annual cycle, especially in the case of OMI and Dobson. The observed ascending phase is reduced after the adoption of version 5, and significant improvements are recorded between December and April (see Fig. 5b). It can be noted that the period between December and April is marked by cyclonic activity and deep convection in the southern tropics and subtropics; the decrease of bias between IASI and the other instruments in this period could partly be a result of changes made to the cloud detection algorithm and surface emissivity incorporated in the retrieval process. These changes have led to improvement in the final PPF v5 product quality. The downward trend of IASI measurements observed in each spring period is lower than 4 % for the whole time of observations (June 2008–December 2012). When version v5 is adopted, the observed bias due to the autumn upward trend is dramatically reduced, then the agreement between IASI and the others instruments is excellent. The monthly average of relative differences observed during the period after August 2010 is within $\pm 3\%$ (see Fig. 5b).

Table 2 presents seasonal biases recorded between IASI and each instrument. Two separated columns are presented for each instrument, with the left column showing the obtained seasonal biases for the complete time of observation (June 2008–December 2012), and the right column presenting the seasonal bias recorded from September 2010 to December 2012. In this table, it is observed that the seasonal bias distribution has kept the same pattern of variation during a complete annual cycle. Also, it is observed that the recorded values after August 2010 are the lowest. A good agreement between IASI and the other instruments is observed after August 2010, and the obtained annual bias is less

**Figure 5.** Monthly distribution of relative differences recorded between IASI and the other instruments (OMI, SAOZ and Dobson): (a) from June 2008 to August 2010 and (b) from September 2010 to December 2012. The error bar is the standard deviation associated with the monthly mean distribution.

than 1.6 % with OMI and less than $\pm 1\%$ with the ground-based instruments (SAOZ and Dobson).

4.3 Latitudinal distribution analysis

The TCO latitudinal distribution analysis has been made by grouping the stations by 5° latitude bands from the equator in a southward direction (i.e. data from stations located between 0° and 5° are merged). The same merging is done for stations located in the $5\text{--}10^\circ\text{S}$, $10\text{--}15^\circ\text{S}$, $15\text{--}20^\circ\text{S}$, $20\text{--}25^\circ\text{S}$, $25\text{--}30^\circ\text{S}$, $30\text{--}35^\circ\text{S}$ and $35\text{--}40^\circ\text{S}$ latitude bands. In the end, eight station latitude bands were formulated from Nairobi (-1.27°S) to Melbourne (37.80°S). More details about each station latitudinal position are presented in Table 1. TCO annual means and its associated standard deviations were calculated for each latitude band. The latitudinal evolution of TCO for all instruments is shown in Fig. 6. Positive bias is apparent between IASI and the other instruments except in the $20\text{--}25^\circ\text{S}$ latitude band where SAOZ is slightly higher due to Bauru SAOZ observations which are actually overestimated in comparison with OMI and IASI. It is worth noting

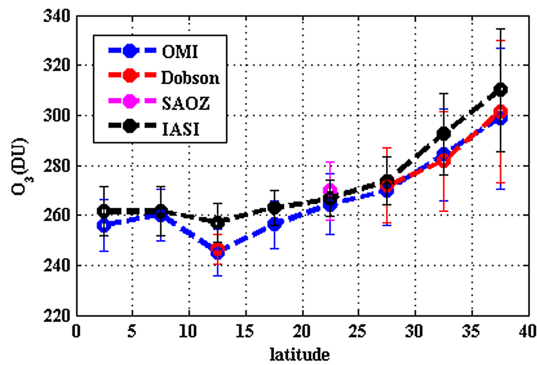


Figure 6. Latitudinal distribution of TCO and its associated standard deviation observed for each instrument.

that the observed positive bias between IASI and other instruments in the latitudinal distribution is less than 4 % and the maximum is recorded in the 10–15° S latitude band. The correlation coefficient obtained on latitudinal distribution between IASI and the other instruments is higher than 0.96. IASI observations indicate an RMS of 6.48 DU (2.1 %) with Dobson and 7.30 DU (2.8 %) with the OMI satellite in this latitudinal distribution. The behaviour of latitudinal distribution seems to indicate a similar pattern in all the stations. A smaller TCO variability is observed over the tropics in comparison with the subtropical region. This variability is estimated based on the error bar associated with the latitudinal mean value. It is clearly observed (Fig. 6) that the variability increases from the tropics to the mid-latitude region. However, it should be mentioned that IASI has a low variability compared to the observed variability derived from OMI and ground-based instruments.

5 Conclusions

In this paper, we examined TCO monthly mean for the validation of IASI, recorded between June 2008 and December 2012 over 13 tropical and subtropical sites comparing ozone data from the OMI/aura satellite, Dobson spectrophotometer and the SAOZ ground-based spectrometer. It is worth noting that the examined data product in this work is the IASI level 2 PPF developed by the ISSWG under EUMETSAT supervision. The agreement between TCO from IASI and the above-mentioned instruments is excellent, especially over sites located 15° S in a southward direction where an average correlation coefficient higher than 0.87 is reported between IASI and OMI, and higher than 0.83 with ground-based instruments. In addition, this study indicates that IASI slightly overestimates TCO compared to OMI and Dobson observations, with a bias of less than 2 %, and on the other side, underestimates TCO compared to SAOZ measurements over Bauru, with a bias of 2.63 %. IASI seasonal dependence is also identified, and is characterized by an upward trend in autumn and a downward trend during the spring season.

The retrieval algorithm of IASI L2 products has improved since the release of version 5 of the data product in September 2010. The version 5 data product seems to agree very well with TCO from the other instruments in comparison to version 4, and the seasonal biases recorded with the L2 version 5 are effectively reduced. IASI bias error recorded after September 2010 was observed to be less than 1.6 % with respect to OMI, and less than ± 1.0 % annual mean with respect to ground-based observations. From these analyses, we conclude that ozone from IASI recorded after September 2010 presents low uncertainties and can be used as a reference product for future analysis to carry on long-term variability of TCO in the southern tropics and subtropics or can be merged with correlative data from satellites such as OMI to provide a high-quality and reliable ozone data set.

Author contributions. A. M. Tohir is the principal investigator of the present study; H. Bencherif and V. Sivakumar were the supervisor and co-supervisor of his doctoral degree, respectively, and participated in interpretation of the results. In addition to that, they are coordinators of the Atmospheric Research Southern Africa and Indian Ocean (ARSAIO) program. L. El Amraoui provided the IASI data and contributed to the review of manuscript. N. Mbatha and T. Portafaix contributed to data analysis and the review of the manuscript.

Acknowledgements. The present work is supported by LACy and the GDRI ARSAIO (Atmospheric Research in Southern Africa and the Indian Ocean), a French–South African co-operative programme network supported by the French Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and the South Africa National Research Foundation (NRF).

The authors acknowledge the European Community, the Région Réunion, the CNRS, and the Université de La Réunion for their support and contribution in the construction phase of the research infrastructure OPAR (Observatoire de Physique de l’Atmosphère à La Réunion). OPAR and LACy are presently funded by CNRS (INSU) and Université de La Réunion, and managed by OSU-R (Observatoire des Sciences de l’Univers à La Réunion, UMS 3365). We acknowledge A. Pazmino in charge of the SAOZ Network and J.-M. Metzger (LACy, Réunion).

The first author (A. M. Tohir) acknowledges the Indian Ocean Bureau of AUF (Agence Universitaire de la Francophonie) and the University of KwaZulu Natal for travel and hosting under invited student exchange in the above NRF-CNRS bilateral research project (UID 68668). The authors are thankful to the Canada Woudc team, which is under the auspices of WMO and OMI, for providing access to data via their website. The authors also acknowledge the ETHER database team (CNES and INSU-CNRS) for producing and archiving the IASI product.

The topical editor C. Jacobi thanks A. Sarkissian and one anonymous referee for help in evaluating this paper.

References

- Amato, U., Masiello, G., Serio, C., and Viggiano, M.: The σ -IASI code for the calculation of infrared atmospheric radiance and its derivatives, *Environ. Modell. Softw.*, 17, 651–667, 2002.
- Antón, M., Loyola, D., Clerbaux, C., López, M., Vilaplana, J. M., Bañón, M., Hadji-Lazaro, J., Valks, P., Hao, N., Zimmer, W., Coheur, P. F., Hurtmans, D., and Alados-Arboledas, L.: Validation of the MetOp-A total ozone data from GOME-2 and IASI using reference ground-based measurements at the Iberian Peninsula, *Remote Sens. Environ.*, 115, 1380–1386, 2011.
- August, T., Klaes, D., Schlüssel, P., Hultberg, T., Crapeau, M., Arriaga, A., O’Carroll, A., Coppens, D., Munro, R., and Calbet, X.: IASI on Metop-A: Operational Level 2 retrievals after five years in orbit, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 113, 1340–1371, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.02.028, 2012.
- Balis, D., Kroon, M., Kououli, M. E., Labow, G., Veefkind, J. P., and McPeters, R. D.: Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground based observations, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S46, doi:10.1029/2007JD008796, 2007a.
- Balis, D., Lambert, J.-C., Van Roozendaal, M., Spurr, R., Loyola, D., Livschitz, Y., Valks, P., Amiridis, V., Gerard, P., Granville, J., and Zehner, C.: Ten years of GOME/ERS2 total ozone data the new GOME data processor (GDP) version 4: 2. Ground-based validation and comparisons with TOMS V7/V8, *J. Geophys. Res.*, 112, D07307, doi:10.1029/2005JD006376, 2007b.
- Barret, B., Le Flochmoen, E., Sauvage, B., Pavelin, E., Matricardi, M., and Cammas, J. P.: The detection of post-monsoon tropospheric ozone variability over south Asia using IASI data, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9533–9548, doi:10.5194/acp-11-9533-2011, 2011.
- Basher R. E.: Review of the Dobson Spectrometer and its accuracy in atmospheric ozone, edited by: Zerefos C. S. and Ghazi, A. Ozone symposium, Greece, 387–388, 1985.
- Bencherif, H., El Amraoui, L., Semane, N., Massart, S., Charyulu, D. V., Hauchecorne, A., and Peuch, V.-H.: Examination of the 2002 major warming in the southern hemisphere using ground-based and Odin/SMR assimilated data: stratospheric ozone distributions and tropic/mid-latitude exchange, *Can. J. Phys.*, 85, 1287–1300, 2007.
- Bencherif, H., El Amraoui, L., Kirgis, G., Leclair, de Bellevue J., Hauchecorne, A., Mzé, N., Portafaix, T., Pazmiño, A., and Goutail, F.: Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4° S, 70.3° E), *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 363–373, doi:10.5194/acp-11-363-2011, 2011.
- Bhartia, P. K.: OMI Algorithm Theoretical Basis Document Volume II, OMI Ozone Products, ATBD-OMI-02, Version 2.0, 2002.
- Boynard, A., Clerbaux, C., Coheur, P.-F., Hurtmans, D., Turquety, S., George, M., Hadji-Lazaro, J., Keim, C., and Meyer-Arnek, J.: Measurements of total and tropospheric ozone from IASI: comparison with correlative satellite, ground-based and ozonesonde observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6255–6271, doi:10.5194/acp-9-6255-2009, 2009.
- Bracher, A., Lamsal, L. N., Weber, M., Bramstedt, K., Coldewey-Egbers, M., and Burrows, J. P.: Global satellite validation of SCIAMACHY O₃ columns with GOME WFDOAS, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2357–2368, doi:10.5194/acp-5-2357-2005, 2005.
- Bramstedt, K., Gleason, J., Loyola, D., Thomas, W., Bracher, A., Weber, M., and Burrows, J. P.: Comparison of total ozone from the satellite instruments GOME and TOMS with measurements from the Dobson network 1996–2000, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1409–1419, doi:10.5194/acp-3-1409-2003, 2003.
- Calbet, X. and Schlüssel, P.: Technical note: analytical estimation of the optimal parameters for the EOF retrievals of the IASI Level 2 Product Processing Facility and its application using AIRS and ECMWF data, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 831–846, doi:10.5194/acp-6-831-2006, 2006.
- Calbet, X., Schlüssel, P., Hultberg, T., Phillips, P. and August, T.: Validation of the operational IASI level 2 processor using AIRS and ECMWF data, *Adv. Space Res.*, 37, 2299–2305, doi:10.1016/j.asr.2005.07.057, 2006.
- Clerbaux, C., Boynard, A., Clarisse, L., George, M., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Hurtmans, D., Pommier, M., Razavi, A., Turquety, S., Wespes, C., and Coheur, P.-F.: Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6041–6054, doi:10.5194/acp-9-6041-2009, 2009.
- Dufour, G., Eremenko, M., Griesfeller, A., Barret, B., LeFlochmoën, E., Clerbaux, C., Hadji-Lazaro, J., Coheur, P.-F., and Hurtmans, D.: Validation of three different scientific ozone products retrieved from IASI spectra using ozonesondes, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 611–630, doi:10.5194/amt-5-611-2012, 2012.
- Edwards, P. G., Berruti, B., Blythe, P., Callies, J., Carlier, S., Fransen, C., Krusch, R., Lefebvre, A.-R., Loiselet, M., and Stricker, N.: the MetOp satellite, weather information from Polar orbit, *ESA Bulletin No. 127*, 8–17, 2006.
- El Amraoui, L., Attié, J.-L., Semane, N., Claeyman, M., Peuch, V.-H., Warner, J., Ricaud, P., Cammas, J.-P., Piacentini, A., Josse, B., Cariolle, D., Massart, S., and Bencherif, H.: Midlatitude stratosphere – troposphere exchange as diagnosed by MLS O₃ and MOPITT CO assimilated fields, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2175–2194, doi:10.5194/acp-10-2175-2010, 2010.
- Eremenko, M., Dufour, G., Foret, G., Keim, C., Orphal, J., Beekmann, M., Bergametti, G., and Flaud, J.-M.: Tropospheric ozone distributions over Europe during the heat wave in July 2007 observed from infrared nadir spectra recorded by IASI, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18805, doi:10.1029/2008GL034803, 2008.
- Farman, J. C., Gardiner B. G., and Shanklin J. D.: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO interaction, *Nature*, 315, 207–210, 1985.
- George, M. and Clerbeaux, C.: final report: Validation study for IASI trace gas retrievals, LATMOS-CNRS, Université Paris 6, France, 35–54, 2010.
- Hendrick, F., Pommereau, J.-P., Goutail, F., Evans, R. D., Ionov, D., Pazmiño, A., Kyrö, E., Held, G., Eriksen, P., Dorokhov, V., Gil, M. and Van Roozendaal M.: NDACC/SAOZ UV-visible total ozone measurements: improved retrieval and comparison with correlative ground-based and satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 5975–5995, doi:10.5194/acp-11-5975-2011, 2011.
- Hurtmans, D., Coheur, P.-F., Wespes, C., Clarisse, L., Scharf, O., Clerbaux, C., Hadji-Lazaro, J., George, M., and Turquety, S.: FORLI radiative transfer and retrieval code for IASI, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 113, 1391–1408, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.02.036, 2012.

- Kahn, B. H., Eldering, A., Ghil, M., Bordoni, S., and Clough S. A.: Sensitivity Analysis of Cirrus Cloud Properties from High-Resolution Infrared Spectra, Part I: Methodology and Synthetic Cirrus, *J. Climate*, 17, 4856–4870, doi:10.1175/JCLI-3220.1, 2004.
- Keim, C., Eremenko, M., Orphal, J., Dufour, G., Flaud, J.-M., Höpfner, M., Boynard, A., Clerbaux, C., Payan, S., Coheur, P.-F., Hurtmans, D., Claude, H., Dier, H., Johnson, B., Kelder, H., Kivi, R., Koide, T., López, B. M., Lambkin, K., Moore, D., Schmidlin, F. J., and Stübi, R.: Tropospheric ozone from IASI: comparison of different inversion algorithm and validation with ozonesonde in the northern middle-latitudes, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9329–9347, doi:10.5194/acp-9-9329-2009, 2009.
- Komhyr, W. D., Mateer, C. L., and Hudson, R. D.: Effective Bass-Paur 1985 Ozone Absorption Coefficients for Use with Dobson Ozone Spectrophotometers, *J. Geophys. Res.*, 98, 20451–20465, 1993.
- Komhyr, W. D., Grass, R. D., and Lenoard, R. K.: Dobson Spectrophotometer 83. A Standard for Total Ozone Measurements, 1962–1987, *J. Geophys. Res.*, 94, 9847–9861, 1989.
- Kroon, M., Brinkma, E. J., Labow, G., and Balis, D.: OMT03 Validation Status 200604, RP-OMIE-KNMI-820, Version 1.1, 1–24, 2006.
- Krueger, A., Schoeberl, M., Newman, P. and Stolarski, R.: The 1991 Antarctic ozone hole; TOMS observation, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1215–1218, 1992.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L., and Merchant, J. W.: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 21, 1303–1330, doi:10.1080/014311600210191, 2000.
- Massart, S., Clerbaux, C., Cariolle, D., Piacentini, A., Turquety, S., and Hadji-Lazaro, J.: First steps towards the assimilation of IASI ozone data into the MOCAGE-PALM system, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5073–5091, doi:10.5194/acp-9-5073-2009, 2009.
- Matricardi, M.: A principal component based version of the RTTOV fast radiative transfer model, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 1823–1835, doi:10.1002/qj.680, 2010.
- McPeters, R. D. and Labow, G. J.: An assessment of the accuracy of 14.5 years of Nimbus 7 TOMS Version 7 ozone data by comparison with the Dobson network, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3695–3698, 1996.
- Pastel, M., Pommereau, J.-P., Goutail, F., Richter, A., Pazmiño, A., Ionov, D., and Portafaix, T.: Construction of merged satellite total O₃ and NO₂ time series in the tropics for trend studies and evaluation by comparison to NDACC SAOZ measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 3337–3354, doi:10.5194/amt-7-3337-2014, 2014.
- Pavelin, E. G., English, S. J., and Eyre J. R.: The assimilation of cloud-affected infrared satellite radiances for numerical weather prediction, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 737–749, doi:10.1002/qj.243, 2008.
- Pommereau, J. P. and Goutail, F.: O₃ and NO₂ ground-based measurements by visible spectrometry during Arctic winter and spring 1998, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 891–894, 1988.
- Portafaix, T., Morel, B., Bencherif, H., Godin-Beekmann, S., Baldy, S., and Hauchecorne, A.: Fine scale study of a thick stratospheric ozone lamina at the edge of the southern subtropical barrier, *J. Geophys. Res.*, 108, 4196–4205, 2003.
- Schlüssel, P., Hultberg, T. H., Phillips, P. L., August, T., and Calbet, X.: The operational IASI Level 2 processor, *Adv. Space Res.*, 36, 982–988, doi:10.1016/j.asr.2005.03.008, 2005.
- Stolarski, R. S., Schoeberl, M. R., Newman, P. A., McPeters, R. D., and Krueger, A. J.: the 1989 Antarctic ozone hole as observed by TOMS, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1267–1270, 1990.
- Turquety, S., Hadji-Lazaro, J., Clerbaux, C., Hauglustaine, D. A., Clough, S. A., Cassé, V., Schlüssel, P., and Mégie, G.: Operational trace gas retrieval algorithm for the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer, *J. Geophys. Res.*, 109, D21301, doi:10.1029/2004JD004821, 2004.
- UNEP: Handbook for the Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer ISBN: 9966-7319-0-3, available at: http://www.unep.ch/ozone/publications/MP_Handbook/MP-Handbook-2009.pdf (last access: 9 September 2015), 2009.
- Viatte, C., Schneider, M., Redondas, A., Hase, F., Eremenko, M., Chelin, P., Flaud, J.-M., Blumenstock, T., and Orphal, J.: Comparison of ground-based FTIR and Brewer O₃ total column with data from two different IASI algorithms and from OMI and GOME-2 satellite instruments, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 535–546, doi:10.5194/amt-4-535-2011, 2011.
- Weber, M., Dikty, S., Burrows, J. P., Garny, H., Dameris, M., Kubin, A., Abalichin, J., and Langematz, U.: The Brewer-Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 11221–11235, doi:10.5194/acp-11-11221-2011, 2011.
- WMO: Comparison of Total Ozone measurements of Dobson and Brewer spectrophotometers and recommended transfer functions, *GAW*, 149, 1–35, 2003.
- WMO: Operation Handbook Ozone observation with a Dobson Spectrometer, *GAW*, 183, 1–85, 2008.
- WMO/UNEP: assessment, Scientific Assessment of Ozone Depletion, *GORMP*, report 55, 4.1–4.57, 2014.
- Zhou, D. K., Allen, M., Larar, A. M., Liu, X., William, L. Smith, W. L., Strow, L., Yang, P., Schlüssel, P., and Calbet, X.: Global Land Surface Emissivity Retrieved From Satellite Ultraspectral IR Measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49, 1277–1290, doi:10.1109/TGRS.2010.2051036, 2011.
- Zhou, D. K., William, L., Smith, W. L., Liu, X., Allen, M., Larar, A. M., Huang, H.-L. A., Li, J., Matthew, J., McGill, M. J., and Mango, S. A.: Thermodynamic and cloud parameter retrieval using infrared spectral data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15805, doi:10.1029/2005GL023211, 2005.
- Zhou, D. K., William, L., Smith, W. L., Liu, X., Allen, M., Larar, A. M., Mango S. A., and Huang H.-L.: Physically Retrieving Cloud and Thermodynamic Parameters from Ultraspectral IR Measurements, *J. Atmos. Sci.*, 64, 969–982, doi:10.1175/JAS3877.1, 2007.

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussigné(e),
en ma qualité de doctorant(e) de l'Université de La Réunion, déclare être conscient(e) que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à le :

Signature :

Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de tels droits.

En conséquence, chaque utilisateur doit :

- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux

Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite sans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.

L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à causer un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».

L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (...) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.

Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage...) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur...) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.